

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**

Ю.П. ПЕРЕВЕДЕНЦЕВ

ТЕОРИЯ КЛИМАТА

2-е издание, переработанное и дополненное

*Рекомендовано Учебно-методическим объединением по образованию
в области гидрометеорологии в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений, обучающихся
по направлению «Гидрометеорология» и специальности «Метеорология»*



**КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
2009**

УДК 551.5
ББК 26.23
П 27

*Печатается по рекомендации
Совета учебно-методического объединения
по образованию в области гидрометеорологии
и Редакционно-издательского совета
Казанского государственного университета*

Издание осуществлено при финансовой поддержке Европейского
проекта ТЕМПУС JEP-26005-2005 (RU)

Научный редактор –
доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН
И.И. Мохов (ИФА РАН)

Рецензенты:
доктор географических наук, профессор **А.В. Кислов** (МГУ),
доктор географических наук, профессор **Н.А. Калинин** (Пермский ун-т)

Переведенцев Ю.П.

П 27 Теория климата: учебное пособие. – 2-е изд. перераб. и доп. – Казань:
Казан. гос. ун-т, 2009. – 504 с.

ISBN 978-5-98180-759-6

В данном учебном пособии изложены основы современной теории формирования климата Земли. Рассмотрены газовый состав атмосферы, ее энергетика и циркуляция, основные составляющие климатической системы атмосфера – океан – криосфера – биота и глобальный углеродный цикл. Важное внимание уделено изменениям современного климата, описанию глобальных моделей общей циркуляции атмосферы и океана и результатам численного моделирования глобальных полей метеовеличин и атмосферных процессов. Рассмотрена чувствительность климатической системы к внешним факторам – изменению содержания парниковых газов в атмосфере и ее прозрачности. Приведены сведения из палеоклиматологии, рассмотрена проблема прогноза климата будущего. Приведены краткие сведения о климате ряда планет Солнечной системы.

Предназначено для студентов, обучающихся по направлениям «Гидрометеорология», «Прикладная гидрометеорология» и специальности «Метеорология».

**УДК 551.5
ББК 26.23**

ISBN 978-5-98180-759-6

© Казанский государственный
университет, 2009
© Переведенцев Ю.П., 2009.

Содержание

Предисловие ко второму изданию.....	5
Введение.....	7
Глава I. Химический состав атмосферного воздуха. Парниковые газы в атмосфере.....	12
Предисловие.....	12
1.1. Современный газовый состав атмосферы Земли.....	13
1.2. Историческая эволюция состава атмосферного воздуха....	23
1.3. Круговорот углерода и концепция биотической регуляции окружающей среды.....	26
1.4. Результаты экспериментальных исследований динамики парниковых газов в центре Евразии в период 1979–1999 гг.	36
Контрольные вопросы.....	41
Глава II. Энергетика атмосферы.....	43
Предисловие.....	43
2.1. Радиационные факторы климата.....	43
2.2. Энергетический баланс Земли.....	52
2.3. Энергетика общей циркуляции атмосферы.....	58
2.4. Энергетика крупномасштабных процессов в тропосфере и стратосфере.....	64
Контрольные вопросы.....	69
Глава III. Основные черты общей циркуляции атмосферы.....	70
Предисловие.....	70
3.1. Основы современной теории общей циркуляции атмосферы...74	
3.2. Природа и структура общей циркуляции атмосферы	84
3.3. Долгопериодная изменчивость зональной циркуляции в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария.....	99
3.4. Центры действия атмосферы.....	111
Контрольные вопросы.....	122
Глава IV. Климат и его изменения.....	123
Предисловие.....	123
4.1. Определение климата и его временные колебания.....	136
4.2. Классификация климатов.....	144
4.3. Компоненты климатической системы.....	150
4.4. Причины изменения климата и его колебания в современный период.....	159
4.5. Основные уравнения компонент климатической системы...175	
4.6. Глобальные и региональные изменения современного климата.....	182
4.7. Многолетние колебания гидрометеорологического режима Волжского бассейна.....	232

Контрольные вопросы.....	240
Глава V. Модели общей циркуляции атмосферы и океана.....	241
Предисловие.....	241
5.1. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО.....	253
5.2. Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН.....	275
5.3. Результаты моделирования изменений климата при одновременном росте концентрации CO ₂ и преднамеренной эмиссии стратосферного аэрозоля с помощью модели общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО.....	297
5.4. Совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН и ее приложения.....	306
Контрольные вопросы.....	324
Глава VI. Полуэмпирические модели климата.....	326
Предисловие.....	326
6.1. Полуэмпирическая модель термического режима земной климатической системы.....	331
6.2. Нестационарная модель энергетического баланса Земли.....	341
6.3. Факторный анализ многолетней динамики глобального термического режима приземного слоя воздуха.....	344
6.4. Климатическая модель промежуточной сложности ИФА РАН.....	356
Контрольные вопросы.....	369
Глава VII. Климат прошлого. Прогноз климата будущего.....	370
Предисловие.....	370
7.1. Изменения климата в прошлом.....	371
7.2. Методы прогноза климатических изменений.....	398
7.3. Сценарные прогнозы будущих изменений климата.....	410
Контрольные вопросы.....	430
Глава VIII. Климат планет Солнечной системы.....	431
Предисловие.....	431
8.1. Основные черты динамики планет Солнечной системы.....	432
8.2. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы Марса.....	445
Контрольные вопросы.....	452
Заключение	453
Литература.....	455
Приложения.....	480

Посвящается 200-летию
Метеорологической Обсер-
ватории Казанского госу-
дарственного университета

Предисловие ко второму изданию

В 2004 г. в издательстве Казанского университета автором было издано учебное пособие «Теория климата» для студентов старших курсов, обучающихся по направлению «Гидрометеорология» и специальности «метеорология». За истекшие 5 лет появилось множество новых научных публикаций по динамике атмосферы и климату Земли, а в 2007 г. был опубликован Четвертый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) с анализом современных климатических изменений и сценариями изменений климата в XXI столетии и оценочный доклад (ОД) об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Значительные успехи в последние годы были достигнуты при численном моделировании изменений климата с помощью сложных физико-математических моделей общей циркуляции атмосферы и океана. Поэтому возникает объективная необходимость отражения современных достижений в науке о климате в учебной литературе.

Автор существенно переработал и обновил свое первое издание. Как первое, так и второе издание не являются учебным пособием по строгой математической теории климата. В них автор в большей степени следовал понятию теория, приведенному в «Словаре русского языка» Е.И. Ожегова: «Теория» – это учение, система научных принципов, идей, обобщающих практический опыт и отражающих закономерности природы, общества, мышления», т.е. представленный в книге материал по своему содержанию в большей степени соответствует направлению физическая климатология, созданного в начале 70-х годов XX столетия выдающимся российским климатологом М.И. Будыко. Вместе с тем в учебном пособии нашли свое отражение теоретические, модельные и эмпирико-статистические новейшие исследования, успешно проводимые сотрудниками ИВМ РАН, ИФА РАН, ГГО им. А.И. Воейкова, ИГКЭ, ИПИПРЭ НАН Беларуси, ВНИИГМИ-МЦД, а также достижения в области палеоклиматологии ИГ РАН, института океанологии РАН, ГГИ, МГУ и др.

В Казанском университете метеорологические наблюдения и климатические исследования проводятся с момента его образования (1804 г.), а с 1812 г. (открытие Метеорологической обсерватории) они стали регулярными. Отсчет начинается с работы проф. Ф.К. Броннера «Следствия из метеорологических наблюдений в Казани 1814 г.», опубликованной в 1815 г. в газете «Казанские известия».

В последующие годы на протяжении почти двух столетий трудами профессоров физики и астрономии Казанского университета А.Я. Купфера, И.М. Симонова, Н.И. Лобачевского, Э.А. Кнорра, И.А. Больцани, Д.А. Гольдгаммера, В.А. Ульянина, П.Т. Смолякова, О.А. Дроздова, Н.В. Колобова и др. была создана Казанская метеорологическая научная школа. В наше время благодаря новым информационным технологиям сотрудники кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы получили возможность заниматься не только локальными и региональными, но и глобальными вопросами в области изучения изменений современного климата, циркуляции атмосферы и окружающей среды.

При подготовке учебного пособия автор использовал свой многолетний опыт чтения лекционных курсов по теории общей циркуляции атмосферы и теории климата в Казанском государственном университете, научные публикации и материалы научных конференций по современным проблемам изменения климата Земли.

Для лучшего усвоения студентами основ теории климата после каждой главы помещается перечень контрольных вопросов.

Автор благодарен своим учителям в области метеорологии и климатологии профессорам Н.В. Колобову, П.Н. Белову и М.А. Петросянцу. Он выражает свою признательность члену-корреспонденту РАН И.И. Мохову, академику В.М. Котлякову, академику В.П. Дымникову, академику НАН Беларуси В.Ф. Логинову, профессорам Л.Т. Матвееву, А.В. Кислову, В.П. Мелешко, Н.А. Калинин, Н.С. Сидоренкову, А.А. Васильеву, доктору географических наук Б.Г. Шерстюкову, а также своим коллегам по кафедре метеорологии, климатологии и экологии атмосферы доцентам М.А. Верещагину, Э.П. Наумову, К.М. Шанталинскому за полезное научное и педагогическое сотрудничество на протяжении многих лет.

Книга издана при финансовой поддержке гранта «ТЕМПУС» (г. С.-Петербург, РГГМУ) и благодаря доброжелательному содействию, оказанному ректором РГГМУ профессором Л.Н. Карлиным и профессором А.В. Белоцерковским.

Введение

В настоящее время проблеме формирования и изменений климата уделяется особенное внимание. За многие столетия человеческой цивилизации накопились многочисленные исторические свидетельства о непостоянстве климатических условий как на планете в целом, так и в регионах. Данные палеоклиматологии, сравнительно молодой науки (~ 150 лет существования), позволили восстановить хронологию климатических событий практически на протяжении всей истории Земли и в особенности на ее заключительном этапе – в плейстоцене. С началом инструментальных метеорологических измерений, созданием мировой метеорологической сети, а в последние десятилетия и глобальной системы спутниковых наблюдений удалось получить достоверные данные о климатических изменениях за последние 150 лет. Была создана обширная информационная база для проведения климатических исследований.

По своему изначальному определению, климат – понятие планетарное. Само слово «климат» означает наклон, т.е. наклон солнечных лучей к земной поверхности, величина которого определяется широтой места и склонением солнца. От этого первоначального определения климата, безусловно одностороннего, учитывающего лишь астрономические факторы и ведущего начало от древнегреческого астронома Гиппарха из Никеи (190 – 120 гг. до н.э.), на современном этапе подошли к более универсальному и научно обоснованному: «Климат – это статистический ансамбль состояний, которые проходит система океан – суша – атмосфера за периоды времени в несколько десятилетий» (Монин, 1979).

Идея многостороннего подхода к проблеме климата находит свое подтверждение и в палеоклиматических исследованиях. Так, В.А. Зубаков (1990) отмечает, что «история климатов кайнозоя, даже на начальном (современном) этапе ее изучения, подводит нас к общему заключению о том, что изменения климата прошлого невозможно объяснить действием какого-либо одного или нескольких факторов, скажем ростом гор, изменением течений, активизацией вулканизма и повышением в связи с этим концентрации пепла и углекислого газа в атмосфере и тому подобными частными причинами. Изменения климата – это интегральное отражение взаимодействия всех геосфер Земли друг с другом и с космосом».

По мере накопления эмпирических данных об изменениях климата возникла необходимость в их теоретическом объяснении и обобщении, что привело к созданию современного научного направления в климатологии – теории климата. Построены математические климатические модели. Этому обстоятельству в последние десятилетия способствовали: 1) развитие вычислительной техники, 2) построение математических моделей и их «глобализация», 3) развитие «нелинейной» науки и математической физики, 4) развитие системы наблюдений и информационных сетей (Дымников, 2000).

Таким образом, во второй половине XX столетия открылась возможность создания глобальных климатических моделей для изучения и описания климатических процессов в сложной физической системе атмосфера – океан – суша – криосфера – биота. В основе этих моделей лежат математические уравнения динамики сплошной среды и уравнения равновесной термодинамики. В них описываются все энергозначимые физические процессы – перенос излучения в атмосфере, фазовые переходы воды, облака и конвекция, перенос малых газовых примесей и их трансформация, мелкомасштабная турбулентная диффузия тепла и диссипация кинетической энергии и др.

В некоторых работах (Дымников, 2000; Мелешко и др., 2001) приводятся результаты моделирования сложных процессов в климатической системе, полученных путем решения вычислительными методами системы трехмерных нелинейных уравнений с частными производными. О масштабности подобных вычислений свидетельствует такой факт: в современных глобальных моделях число переменных, которое характеризует состояние системы в конкретный момент времени, составляет цифру порядка 100 миллиардов.

Поразительно то, что в сравнительно короткий исторический период (вторая половина XX столетия) в теории климата был сделан такой большой шаг – от первых сравнительно простых моделей к столь совершенным и сложным на современном этапе.

Первая глобальная климатическая модель появилась в конце 1960-х годов. Это была энерго-балансовая модель (ЭБМ) М.И. Будыко, в которой климатическое распределение температуры приземного слоя атмосферы определялось из условия равновесия между поглощенной радиацией Солнца и излученной длинноволновой радиацией. С помощью сравнительно простых моделей было положено начало физической теории климата в целях изучения механизма

формирования изменений климата, оценки роли антропогенных факторов в этом процессе в современный период. Исследовалась чувствительность климата к внешним воздействиям. Несколько позднее появились радиационно-конвективные модели, позволившие описывать вертикальную структуру атмосферы и ее изменения при вариации климатоформирующих факторов, двумерные климатические модели (Кароль, 1988).

Появление нового класса трехмерных моделей – моделей общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦА и О) позволили эффективно исследовать не только широкий спектр природных процессов, но и осуществить среднесрочное и долгосрочное прогнозирование погоды и климата.

С учетом достигнутых результатов и сложившихся подходов общую теорию климата можно условно разбить на пять направлений (Дымников, Филатов, 1994):

1. Статистическую теорию климата, целью которой является описание климата современными статистическими методами на основе данных измерений.

2. Физическую теорию климата, предметом которой является изучение физических процессов, ответственных за формирование климата.

3. Гидродинамическую теорию климата, центральным звеном которой является изучение линейных и нелинейных волновых процессов, протекающих в климатической системе и их устойчивости.

4. Математическую теорию климата как совокупность математических методов анализа решения климатических моделей на произвольно больших масштабах времени.

5. Численное моделирование климатической системы, целью которой является создание моделей, способных не только описать современную климатическую систему, но и в определенном смысле предсказать изменения климата при изменении внешних воздействий.

Следует отметить также, что и во Всемирной программе исследований климата (ВПИК), направленной на изучение климата в масштабах времени от нескольких недель до нескольких десятилетий, запланировано: 1) дальнейшее развитие понимания закономерностей регионального и глобального климата; 2) разработка и усовершенствование физико-математических моделей климата, способных воспроизводить реальный климат и оценивать его предсказуемость;

3) исследование чувствительности климата к природным и антропогенным воздействиям с целью оценки изменений климата в результате такого рода воздействий (Кондратьев, 1992).

Кроме того, с 1990-х годов под научным патронажем Всемирной программы исследования климата осуществляется программа сравнений атмосферных моделей (АМІР-I, АМІР-II) и совместных моделей океан-атмосфера (СМІР). В этих международных проектах принимают участие и отечественные модели общей циркуляции атмосферы, созданные в Институте вычислительной математики РАН и в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. Основная цель проекта – всесторонняя оценка возможностей моделей ОЦА в воспроизведении современного климата и его колебаний, а также расчет характеристик регионального климата, в частности характеристик теплового и водного баланса на водосборах крупных рек (Мелешко, Голицын, Володин и др., 1998).

Поскольку климатическая система объединяет атмосферу, океан, сушу, криосферу и биоту в единое целое, то важное внимание уделяется изучению взаимодействия между этими компонентами и, в частности, проблеме биотической регуляции окружающей среды. По Горшкову (1995) биота Земли рассматривается как единственный механизм поддержания пригодных для жизни условий физически неустойчивой окружающей среды в локальных и глобальных масштабах. Рассматривается и глобальный круговорот углерода (динамика биогеохимических циклов).

Существенные изменения в последние 100–150 лет происходят и в земной атмосфере, что, в первую очередь, относится к химическому составу и температуре воздуха. Антропогенные изменения напрямую коснулись воздушного бассейна крупных городов (мегаполисов), где отмечаются как повышенное загрязнение атмосферного воздуха, наносящего вред здоровью людей, так и специфические микроклиматические процессы. Все это – последствия урбанизации. Однако происходят и глобальные процессы, к числу которых следует отнести современное глобальное потепление климата, происходящее, по мнению многих специалистов, из-за влияния антропогенных факторов. Поэтому в данном учебном пособии дается краткая характеристика общего состояния окружающей среды в целом, так как все компоненты земной климатической системы взаимодействуют между собой. При этом главное внимание уделено эволюции химического состава атмосферы и в особенности радиационно-активных (парниковых) га-

зов, временным колебаниям глобального и регионального климата. Нами использовались новейшие научные теоретические и экспериментальные данные, опубликованные в различных источниках, а также результаты расчетов ряда климатических характеристик, выполненных в последние годы в КГУ.

Проблема изучения современных колебаний климата имеет не только большое научное, но и прикладное значение ввиду неизбежных природных и социально-экономических последствий. Так, в Четвертом оценочном докладе МГЭИК (Climate Change, 2007) иллюстрируются последствия глобального потепления, уже проявившиеся или ожидаемые, и сообщается о потенциале адаптации общества для сокращения его уязвимости. Аналогичный доклад подготовлен Росгидрометом для территории РФ.

Более того, проблема изменений современного климата стала носить политический характер. Так, в декабре 2009 г. в России была впервые принята на официальном уровне климатическая доктрина, а в Копенгагене состоялась многочисленная конференция ООН по изменению климата с участием глав правительств и государств с целью выработки соглашений о сокращении выбросов парниковых газов в атмосферу в XXI столетии и сохранении климата планеты.

В настоящем учебном пособии главное внимание будет уделено изложению общих основ физической теории формирования климата и результатов численного моделирования климатической системы. Кроме того, рассматриваются результаты новейших эмпирико-статистических исследований по структуре основных климатических распределений. Особое место занимает проблема региональных климатических изменений.

Для более углубленного изучения актуальных вопросов «Теории климата» и сопредельных дисциплин можно использовать научную и учебную литературу, помещенную в конце учебного пособия.

Глава I. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА. ПАРНИКОВЫЕ ГАЗЫ В АТМОСФЕРЕ

Предисловие

В последние 100–150 лет под влиянием хозяйственной деятельности человека произошли существенные изменения главным образом негативного характера в окружающей природной среде и в том числе в химическом составе атмосферы из-за выбросов так называемых парниковых газов – углекислого газа, метана, закиси азота и др. при сжигании ископаемого топлива и производства цемента. Особенно велики выбросы в атмосферу промышленно развитых стран. Так, на долю США, где проживает 4,6% мирового населения, приходится 22% всех выбросов.

В городе с населением в несколько миллионов жителей выделяются в атмосферу за сутки: углеводородные пары и газы – свыше 1300 т, ацетальдегиды – свыше 60 т, оксиды азота – 600–650 т, оксиды серы – 500 т, оксиды углерода (CO) – свыше 5000 т. В составе выхлопных газов автомобилей содержание кислорода уменьшается по сравнению с атмосферным воздухом с 20,9 до 4%, содержание же углекислого газа (CO₂) значительно увеличивается с 0,03 до 9% и т.д. (Алексеев, 2000). Поэтому в мировом сообществе нарастает тревога за судьбу и здоровье будущих поколений, предпринимаются попытки ограничить вредное воздействие на природу. Так, в 1997 г. в японском городе Киото было подписано соглашение об ограничении объема выбросов загрязнителей на 5%, однако ряд государств – Индия, Китай, США и др., выбрасывающих ежегодно почти половину мирового объема CO₂, его не ратифицировали. При этом изменения химического состава коснулись не только нижних слоев атмосферы, но и верхних. Так, согласно (Гивишвили и др., 2000) за последние 50 лет содержание O₃, O₂ и N₂ в верхней атмосфере понизилось на 30–50% и климатические изменения достигли высоты 300 км.

Земная атмосфера, по расчетам К.Я. Кондратьева (1992), изначально определяет парниковый эффект $\Delta T = 33,2$ К со следующими вкладами оптически активных газовых компонентов: H₂O – 20,6 К; CO₂ – 7,2 К; N₂O – 1,4 К; CH₄ – 0,8 К; O₃ – 2,4 К; NH₃ + фреоны + NO₂ + CCl₄ + CF₄ + O₂ + N₂ – 0,8 К. Дополнительные поступления в атмосферу CO₂, CH₄, N₂O, фреонов и т.д. вносят свои коррективы в интенсивность парникового эффекта и, следовательно, в изменчи-

вость температурного режима.

Следует отметить, что изменения в концентрации атмосферных газов во многом определяются деятельностью биосферы, направленностью биогеохимических круговоротов. Поэтому в последующих подразделах главы важное внимание уделяется не только пространственно-временной изменчивости концентрации атмосферных газов, но и рассмотрению механизмов, определяющих баланс газовых компонент.

В 2008 г. опубликован Оценочный доклад (ОД) об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации в 2-х томах, в котором использованы также материалы ранее опубликованного Четвертого оценочного доклада МГЭИК (2007). Здесь используются некоторые новейшие сведения об изменениях содержания парниковых газов и аэрозолей в атмосфере.

1.1. Современный газовый состав атмосферы Земли

Атмосферный воздух представляет собой смесь газов, одни из которых имеют почти постоянную концентрацию (на временных масштабах порядка тысячелетий), другие – переменную. Первая часть составляет около 99,96 % по объему и состоит из азота, кислорода, аргона и других «благородных» газов. Эти компоненты менялись в определенных пропорциях в течение миллионов лет, особенно кислород. Остаток около 0,04 % состоит в основном из углекислого газа с концентрацией около 379 млн^{-1} (частей на миллион молекул воздуха по объему). Содержание водяного пара сильно меняется в пространстве и во времени благодаря изменчивости его источников, фазовым переходам и осадкам (Голицын, 1993; Хргиан, 1986). В табл. 1.1 представлен современный состав атмосферного воздуха у поверхности Земли, включая основные примеси, содержащиеся в нем (Монин, Шишков, 1979).

В последние годы в связи с усиливающимся глобальным потеплением (по мнению М.И. Будыко и др. (1992) за счет парникового эффекта) много внимания уделяется проблеме так называемых парниковых газов (ПГ), к их числу относят водяной пар (H_2O), углекислый газ CO_2 , метан CH_4 , закись азота N_2O , тропосферный озон O_3 и хлорфторуглероды – фреоны. На рис. 1.1 представлена динамика глобальной концентрации диоксида углерода, метана и закиси азота в атмосфере за последние 10 000 лет.

Согласно данным (Climate Change, 2007), глобальные выбросы ПГ в результате деятельности человека превзошли доиндустриальные значения, увеличившись на 70% между 1970 и 2004 годами.

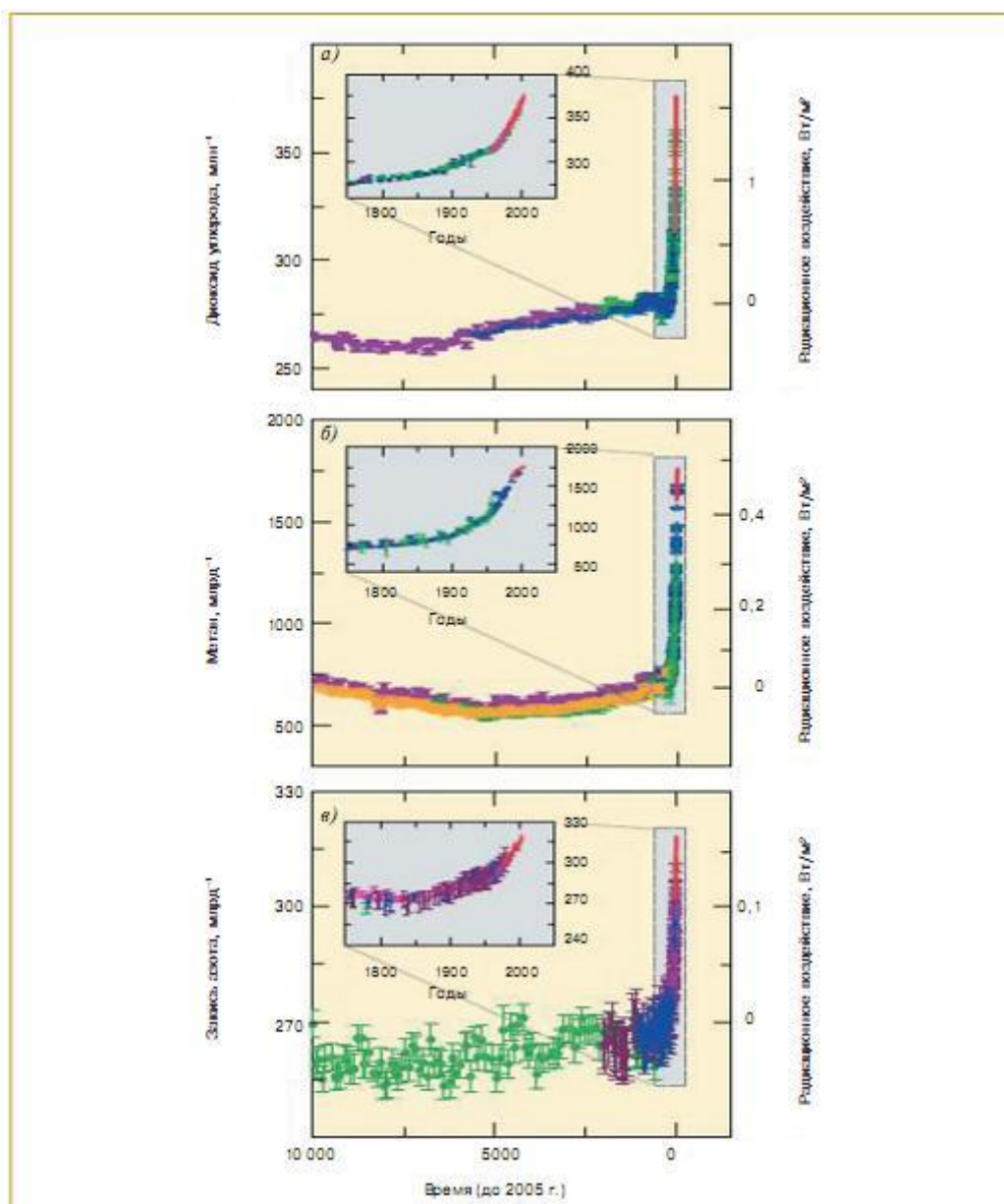


Рис. 1.1. Временной ход концентрации диоксида углерода (а), метана (б) и закиси азота (в) в атмосфере за последние 10 000 лет (крупная панель) и начиная с 1750 г. (вставка). Результаты измерений в ледовых отложениях (символы разного цвета и конфигурации) указаны по результатам разных исследователей (IPCC, 2007) и измерений в атмосфере (красная линия). Шкала оценок соответствующих измеренным концентрациям радиационных воздействий приведены на больших панелях с правой стороны (ОД, т.1).

В доиндустриальную эпоху по сравнению с XX веком любые изменения состава атмосферы были очень медленными. Группа российских и французских ученых (Котляков, Лориус, 2000) проанализировала состав пузырьков воздуха ледяных кернов со станции Восток (Антарктида), имеющих возраст до 160 тыс. лет, с целью восстановить состав атмосферы. Эти данные показывали очень тесную кор-

реляцию содержания CO_2 и CH_4 с температурными вариациями: в предыдущий интергляциал и в нынешний концентрации CO_2 были в пределах $280\text{--}300 \text{ млн}^{-1}$, а в период максимума оледенения они были в пределах $180\text{--}200 \text{ млн}^{-1}$. Аналогичная картина складывается и для метана – 700 и 350 млрд^{-1} для теплых и холодных периодов.

Т а б л и ц а 1.1

Химический состав атмосферного воздуха

Газ	Относительная молекулярная масса	Объемная концентрация, %
Квазипостоянные компоненты		
Азот (N_2)	28,016	78,110
Кислород (O_2)	31,998	20,953
Аргон (Ar)	39,942	0,934
Неон (Ne)	20,182	$18,18 \cdot 10^{-4}$
Гелий (He)	4,003	$5,24 \cdot 10^{-4}$
Криптон (Kr)	83,80	$1,14 \cdot 10^{-4}$
Ксенон (Xe)	131,3	$0,087 \cdot 10^{-4}$
Водород (H_2)	2,016	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Метан (CH_4)	16,043	$2 \cdot 10^{-4}$
Закись азота (N_2O)	44,015	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Термодинамически активные примеси		
Водяной пар (H_2O)	18,005	0–7
Двуокись углерода (CO_2)	44,009	0,01–0,1
Озон (O_3)	47,998	В среднем $0,032$ $0\text{--}10^{-4}$
Двуокись серы (SO_2)	64,064	В среднем $4 \cdot 10^{-5}$ $0\text{--}10^{-4}$
Двуокись азота (NO_2)	46,007	$0\text{--}2 \cdot 10^{-6}$

Таким образом, установлена тесная корреляция между средней температурой поверхности и концентрацией парниковых газов в атмосфере. Правда, нет однозначного ответа – что здесь является причиной, а что следствием, так как при анализе совместного хода среднегодовой температуры Северного полушария и концентрации CO_2 в атмосфере за последние 11 тысяч лет не выявлено жесткой связи между ними. Повышение содержания углекислого газа может как предшествовать росту температуры (~ 2700 г. до н.э.), так и отставать

от него (~1200 г. н.э.), следовательно, антропогенное воздействие должно рассматриваться вместе с естественными причинами изменения климата. И если перечисленные ранее парниковые газы способствуют нагреванию атмосферы, то тропосферные сульфатные аэрозоли (на 60% образующиеся в результате антропогенной деятельности), наоборот, приводят к ее охлаждению.

Приведем основные сведения о парниковых газах в атмосфере (Голицын, 1997, 1998; Climate Change, 2007; ОД, т. I, глава 4).

Водяной пар

Водяной пар (H_2O) имеет естественное происхождение. Основным источником влаги в атмосфере – испарение с поверхности океана, затем следует испарение с почв, особенно путем эвапотранспирации. Эти процессы определяют региональное содержание водяного пара и осадки.

Среднеглобальное содержание водяного пара около 2 г/см^2 (3200 млн^{-1}), что соответствует слою в 2 см осажденной воды, но локально оно сильно меняется в пространстве и времени. Среднее время жизни молекулы H_2O в атмосфере оценивается в 10 дней. По законам физики, чем теплее атмосфера, тем больше водяного пара она может содержать. Водяной пар вносит значительный вклад в парниковый эффект с сильной положительной обратной связью. Согласно (ОД, т. I, глава 4), увеличение влагосодержания атмосферы и как следствие усиление парникового эффекта, что способствует дальнейшему повышению температуры воздуха.

Влияние водяного пара может проявляться также через увеличение облачности и изменение количества осадков. Водяной пар, наряду со способностью поглощать радиацию практически во всем инфракрасном диапазоне, также является и источником ОН-радикалов, которые являются чрезвычайно активными окислителями и в значительной степени (несмотря на весьма малые концентрации ($\sim 10^5$ - 10^7 ($1/\text{см}^3$))) определяют химический состав тропосферы. Согласно (Голицын, 1997), по данным измерений на ст. Иссyk-Куль содержание водяного пара испытывает положительный линейный тренд, составляющий 1% в год, что согласуется с общим потеплением климата и свидетельствует о выполнении уравнения Клапейрона-Клаузиуса. Г.С. Голицыным отмечается также, что по данным Звенигородской станции (Подмосковье), концентрация метана в 1974–1995 гг. росла со средней скоростью 0,5% в год, концентрация окиси углерода – со

скоростью около 1% в год. Таковы результаты мониторинга парниковых газов ИФА РАН, полученные за последние годы.

Углекислый газ

Двуокись углерода (CO_2) – основа фотосинтеза и жизни на Земле. Современная концентрация CO_2 составляет порядка 379 млн^{-1} . Она увеличилась с 1750 г. на 35% за счет антропогенной эмиссии. Согласно оценкам МГЭИК, примерно 57% антропогенной эмиссии CO_2 остается в атмосфере, 30% поглощается океаном, остальная часть усваивается биосферой. Углекислый газ пренебрежимо мало поглощает солнечную радиацию и очень сильно – тепловую радиацию в диапазоне 13–17 мкм. На долю CO_2 приходится около 55% суммарного эффекта всех парниковых газов (без учета H_2O). Годовой поток CO_2 между атмосферной и биосферой оценивается в 17% от полного его содержания в атмосфере, между атмосферой и океаном – 12%. Время жизни молекулы CO_2 – порядка пяти лет. Данные регулярных измерений концентрации CO_2 показывают, что ее среднегодовое значение увеличивается приблизительно на 0,5% в год. Выявлен сезонный ход, который максимален для внутриконтинентальных станций средних широт 20 млн^{-1} (Иссык-Куль) и незначителен (несколько млн^{-1}) для станции на тропическом о. Самоа, Южном полюсе и для всего Южного полушария, преимущественно океанического. Максимум концентрации наблюдается в конце зимы – начале весны, а минимум – в конце лета – начале осени. Это связано с усилением биологической активности в теплый период, что ведет к увеличению использования двуокиси углерода растениями.

В связи с современным глобальным потеплением отмечено увеличение годовой амплитуды сезонных колебаний концентрации углекислого газа на 20% в тропических районах и не менее чем на 40% в высоких широтах, где продолжительность вегетационного периода увеличилась не менее чем на 7 дней (Голицын, 1997). Средняя годовая эмиссия ископаемого углерода в виде CO_2 увеличилась от $5,4 \pm 0,3$ млрд. т в 1980–1989 гг. до $6,4 \pm 0,4$ млрд. т в 1990–1999 гг. и до $7,2 \pm 0,3$ млрд. т в период 2000–2005 гг. Эмиссия, связанная с изменением землепользования, составила в 1990-х годах 0,5–2,7 млрд.т. В результате увеличения концентрации CO_2 за последние 250 лет на 100 млн^{-1} в атмосфере накопилось 212 млрд. т углерода (или 780 млрд. т диоксида углерода). В доиндустриальный период природная среда

обеспечивала баланс между объемами естественной эмиссии CO_2 в атмосферу и его стоками в океан и биосферу. В связи с увеличением антропогенной нагрузки на природную среду она уже оказалась не в состоянии компенсировать это возрастающее воздействие, что приводит к изменению газового состава атмосферы (ОД, т. I, глава 4).

К числу других ПГ относятся метан, закись азота, тропосферный озон и хлорфторуглероды. Их суммарный вклад в повышение глобальной температуры оценивается примерно в 40%.

Метан

Метан (CH_4) – второй по значимости после CO_2 парниковый газ с главной полосой поглощения вблизи 7,7 мкм. Он участвует во многих химических реакциях в атмосфере, ведущих к образованию окиси углерода и озона в тропосфере. Наличие метана в стратосфере ведет к образованию водяного пара.

Концентрация метана увеличилась с 715 млрд⁻¹ в доиндустриальный период до 1774 млрд⁻¹ в 2005 г., т.е. в 2,5 раза. В конце 1970-х и начале 1980-х годов скорость увеличения концентрации CH_4 в атмосфере была максимальной и составляла около 1% в год. Однако с начала 1990-х годов она значительно уменьшилась, и за период 1999 – 2005 гг. увеличение его концентрации фактически прекратилось. Несмотря на замедление увеличения концентрации метана за последние 15 лет, наблюдается его значительная межгодовая изменчивость, причины которой недостаточно ясны (ОД, т. I, глава 4).

Сезонные вариации концентрации CH_4 наблюдаются на всех станциях фонового мониторинга. Наиболее выраженные гармонические колебания наблюдаются в умеренных и высоких широтах Южного полушария, где амплитуды достигают 2% средней величины, т.е. 30 млрд⁻¹. В Северном полушарии больше выражены межгодовая и внутригодовая изменчивости, что можно связать с локальными источниками. Тренды для метана порядка 1% в год согласно газохроматографическим измерениям концентрации, начавшимся в 1978 г.

Изотопный анализ атмосферного метана показывает, что около 30% метана происходит из ископаемого топлива или прямо высвобождается при добыче нефти и угля. К другим источникам метана относятся: почвенные бактерии, освобождение метана при таянии вечной мерзлоты в тундре, болота, термиты, крупно рогатый скот, заливные рисовые поля и др. Неопределенности в интенсивностях источни-

ков ведут к неопределенностям во времени жизни молекулы метана в атмосфере, которая в настоящее время оценивается величиной 10 ± 2 года.

Закись азота

Концентрация закиси азота (N_2O) в доиндустриальную эпоху составляла 270 млрд^{-1} . Современная концентрация достигла величины 319 млрд^{-1} при ежегодном тренде в $0,8 \text{ млрд}^{-1}/\text{год}$ за последние несколько десятков лет.

Основными источниками закиси азота в атмосфере являются микробиологические процессы в почве и океане, разложение азотных удобрений, сжигание ископаемого топлива. В настоящее время примерно 40% N_2O , поступающего в атмосферу, обусловлено хозяйственной деятельностью. Стоками являются окисление в почве и в стратосфере. Время жизни молекулы N_2O в атмосфере оценивается величиной в пределах 80–150 лет.

Закись азота играет важную роль в химии атмосферы, ибо этот газ является источником двуокиси азота NO_2 , разрушающей стратосферный озон. В тропосфере NO_2 способствует образованию озона и в значительной мере определяет химический баланс. Оценки показывают, что большая часть эмиссии закиси азота отмечается в тропиках – 52–68% выброса по сравнению с 32–48% в средних и высоких широтах обоих полушарий. Причем эмиссия N_2O океаном южных широт составляет 0,9 млн. т/год, или 5% общей эмиссии закиси азота, которая оценивается в 18 млн. т/год (Nevison et al., 2005).

Существует небольшая асимметрия между распределением N_2O в Северном и Южном полушариях: в первом концентрация на 1 млрд^{-1} больше, чем во втором. Наблюдается также слабый сезонный ход с максимумом поздней весной. Амплитуда сезонного хода в пределах $0,5\text{--}0,8 \text{ млрд}^{-1}$.

Радиационное воздействие CO_2 , CH_4 , N_2O на климатическую систему положительно. С 1995 г. продолжался рост концентрации малых примесей газов, также имеющих парниковые свойства и содействующих уменьшению содержания озона (хлористые агенты, активные газы двуокиси серы и т.д.)

Тропосферный озон

Озон (O_3) имеет сильную полосу поглощения 9,6 мкм и является важным парниковым газом, дающим вклад в несколько процентов в суммарный парниковый эффект. Его распределение в пространстве и времени определяется химическими, радиационными и динамическими процессами. Озон переносится из стратосферы вниз в тропосферу, производится при фотоокислении метана, окиси углерода и др. в присутствии окислов азота, разрушается на поверхности частиц и земной поверхности и при реакциях с радикалами OH и HO_2 .

Время жизни молекулы озона в тропосфере невелико – до нескольких месяцев и из-за большой изменчивости процессов, формирующих озон в тропосфере, его концентрация сильно варьирует во времени и в пространстве, особенно над сушей, что очень затрудняет его мониторинг. На континентальных станциях умеренных широт Северного полушария его концентрация испытывает существенный сезонный ход с летним максимумом, который примерно вдвое выше зимнего минимума. Среднегодовые значения находятся в пределах 25–35 млрд⁻¹. Мониторинг O_3 в тропосфере требуется в гораздо большем числе мест, поскольку при концентрациях 60 млрд⁻¹ и больше он опасен для растений и здоровья человека. Полное содержание O_3 в тропосфере увеличивалось примерно на 1% в год между 1965 и 1986 гг. Озон – важный парниковый газ, помимо того обстоятельства, что его рост приносит прямой ущерб окружающей среде и человеку. Проблема источников и стоков O_3 в тропосфере также остается далекой от разрешения. Однако больше внимания в научной литературе уделяется проблеме озоновых «дыр», возникающих в озоносфере Антарктики с конца 70-х годов. Новый взгляд на этот интересный феномен содержится в (Жадин, 2000).

Газы техногенного происхождения

К газам техногенного происхождения относятся галогенизированные газы метанового и этанового рядов, а также гексафторид серы SF_6 в основном техногенного происхождения, отличающиеся очень большим временем пребывания и высоким парниковым потенциалом (третье место по значимости после CO_2 и CH_4). Все эти газы в своем составе содержат от одного до нескольких атомов галогенов (обычно это атомы хлора или фтора). Из-за высокой химической активности

атома хлора по сравнению с озоном промышленное производство этих газов было ограничено или запрещено Монреальским протоколом (ОД, т. I, глава 4).

Т а б л и ц а 1.2

Концентрация парниковых газов техногенного происхождения (млрд⁻¹) в тропосфере в 2004 г. и их изменения с 1998 г. (Forster et al., 2007)

Химические соединения	Концентрация, млрд ⁻¹	Изменения за 1998–2004 гг., %
Фреон-11	254	-3
Фреон-12	540	1
Фреон-113	94	-5
Фреон-140	22	0
Тетрахлометан	94	-6

Аэрозоль

Важную роль в атмосфере играют взвешенные частицы – так называемый аэрозоль. Аэрозоль приводит к выхолаживанию атмосферы, так как отражает часть солнечной радиации, но пропускает большую долю теплового излучения Земли. Согласно (Монин, Шишков, 2000), количество аэрозоля в атмосфере обычно невелико (~ 60 млн. т), размеры частиц меняются от 10⁻⁷ см до 0,1 мкм (молекулярные размеры), в среднем диапазоне от 0,1 до 1 мкм, кроме того, встречаются и гигантские частицы (1–10 мкм). Частицы среднего диапазона в основном определяют оптические свойства аэрозоля.

Природный тропосферный аэрозоль делят на 6 видов: морской, сульфатный, пустынный, биогенный, дымовой и вулканический. Выделяют также долгоживущий стратосферный аэрозоль, концентрация которого после сильных взрывов возрастает в 30–100 раз, и промышленный (антропогенный). Промышленный сульфатный аэрозоль – частицы, образующиеся в атмосфере из промышленных выделений, главным образом – из диоксида газа SO₂. Сульфатный аэрозоль приводит к выпадению кислотных осадков («кислые дожди»), которые угнетают растительность, рыбу в водоемах, разрушают сооружения из мрамора и известняка.

Согласно данным статьи (Монин, Шишков, 2000), сульфатный

аэрозоль рассеивает 3% прямой радиации. В Северном полушарии с его развитой промышленностью антипарниковый эффект составляет около 1 Вт м^{-2} , что сопоставимо с парниковым эффектом $1,5 \text{ Вт м}^{-2}$ антропогенного прироста CO_2 (но меньше, чем $2\text{--}2,5 \text{ Вт м}^{-2}$ от всех антропогенных парниковых газов). Установлено также, что после извержения вулкана Пинатубо в 1991 г., в результате которого в атмосферу было выброшено огромное количество вулканических продуктов, на Земле в период 1992 – 1995 гг. отмечалось глобальное похолодание. В связи с этим А.С. Монин отмечает, что, по-видимому, сильные извержения вносят существенный вклад в «вибрации климата».

Антропогенный аэрозоль, оказывающий в основном негативное радиационное воздействие на климат, не является долгосохраняющимся компонентом атмосферы, однако в связи с непрерывными антропогенными выбросами его концентрация в приземном слое атмосферы практически постоянна. Временной ход концентрации сульфатов, полученный по данным измерений отложений SO_2 в Гренландском ледовом щите, указывает (после исключения влияния эпизодических извержений вулканов) на рост антропогенной эмиссии SO_2 в средних широтах Северного полушария в индустриальную эпоху. Он хорошо согласуется с региональной оценкой эмиссии SO_2 .

В табл. 1.3 приводятся сведения о поступлении в земную атмосферу частиц как естественного, так и антропогенного происхождения. Как видно, интенсивность потоков частиц колеблется в широких пределах, причем число частиц, выбрасываемых в атмосферу за счет естественных причин, значительно превосходит количество частиц антропогенного происхождения.

В заключение приведем современные оценки радиационного воздействия на климат основных парниковых газов и аэрозолей, следуя (ОД, т. I, глава 4). Все долгоживущие парниковые газы и озон дают положительное радиационное воздействие $2,9 \pm 0,3 \text{ Вт/м}^2$. При этом вклад CO_2 составил 57%; CH_4 – 16%; N_2O – 6%; хлорфторуглероды (ХФУ) – 12%. Увеличение содержания тропосферного O_3 также вызывает потепление (12%), а стратосферного, наоборот, – похолодание (-2%).

Аэрозольные частицы оказывают влияние на радиационное воздействие посредством отражения и поглощения солнечной и длинноволновой радиации в атмосфере. Некоторые типы аэрозоля создают положительное воздействие, другие – отрицательное.

Т а б л и ц а 1.3

Оценка потоков частиц с радиусом менее 20 мкм, выброшенных в атмосферу или образовавшихся в ней (Батчер, Чарлсон).

Вид частиц	Количество частиц, 10^6 т/год
Частицы естественного происхождения (выветривание, эрозия и т.п.)	100–500
Частицы лесных пожаров и сжигания отходов лесного хозяйствования	3–150
Морская соль	300
Вулканическая пыль	25–150
Частицы, образовавшиеся при выбросе газов:	
природные процессы	
сульфаты из H_2S	130–200
соли аммония	80–270
нитраты из NO_x	60–430
гидрокарбонаты из растительных соединений	75–200
антропогенные процессы	
сульфаты из SO_2	130–200
нитраты из NO_x	30–35
гидрокарбонаты	15–90
Всего частиц, выбрасываемых в атмосферу:	
по естественным причинам	773–2200
по антропогенным причинам	185–415
Общий поток частиц в атмосферу	958–2615

Прямое радиационное воздействие, просуммированное по всем типам аэрозоля, является отрицательным и составляет $-0,5 \pm 0,4$ Вт/м². Аэрозоли также создают отрицательное радиационное воздействие опосредованно путем изменения свойств облаков. Суммарное аэрозольное воздействие, включающее прямой эффект и опосредованный, вызванный изменением облачного альбедо, является отрицательным ($-1,3 \pm 0,8$ Вт/м²). В результате суммарное радиационное воздействие антропогенных факторов, связанных с изменением всех парниковых газов и аэрозолей, составляет 1,6 (от 0,6 до 2,4) Вт/м².

1.2. Историческая эволюция состава атмосферного воздуха

Рассмотрим вкратце эволюцию состава атмосферного воздуха на протяжении геологической истории Земли, следуя работе А.Л. Яншина (1997).

Анализ воздуха из пузырьков, запечатанных в кремнистых по-

родах архея (древнее 2,5 млрд. лет), показал, что на ранних стадиях существования Земли он состоял из смеси аммиака, углекислого газа и метана. Кислорода и чистого азота в нем не было.

Согласно расчетам, приведенным в монографии М.И. Будыко, А.Б. Ронова и А.Л. Яншина (1985), содержание углекислого газа и кислорода в атмосферном воздухе на протяжении фанерозоя (за последние 570 млн. лет) неоднократно резко изменялось. Благодаря активной вулканической деятельности в отдельные периоды геологической истории Земли в атмосферу выбрасывалось огромное количество CO_2 и процентное содержание его в воздухе увеличилось до нескольких десятых процента, а в позднем мелу – до 0,5%. Это сопровождалось усилением парникового эффекта, общим потеплением и увлажнением атмосферы.

В последние полтора миллиона лет ослабление вулканизма при продолжающемся расходе углекислого газа на образование карбонатных осадков и скелетных тканей позвоночных привело к снижению его содержания в атмосфере до небывало низкого уровня – в 0,03%, что явно недостаточно, по мнению А.Л. Яншина, для расцвета жизни на Земле.

Содержание в воздухе кислорода также не было постоянным. Первое резкое увеличение содержания O_2 до уровня, более высокого, чем современный, произошло в позднем девоне и раннем карбоне в связи с появлением вечнозеленых лесов. Затем содержание его начало падать и достигло минимума в триасе, особенно в среднем, что было одной из причин вымирания многих таксонов палеозойской фауны.

С ранней юры началось увеличение содержания кислорода в воздухе. Оно достигло максимума на протяжении мелового периода. Это было связано с появлением цветковой растительности и плакорных лесов современного типа. Тогда содержание кислорода в воздухе было значительно выше современного. К самому концу мелового периода и в палеоцене оно значительно снизилось и затем поднялось до современного уровня.

Резкое понижение общей массы и процентного содержания O_2 в триасе было связано с широким распространением в это время аридных условий на материках. Суммарная продуктивность фотосинтеза снизилась. Значительное уменьшение количества кислорода в кайнозое объясняется, главным образом, относительным уменьше-

нием продуктивности фотосинтеза из-за понижения концентрации углекислого газа в атмосферном воздухе.

Указанные выше изменения состава атмосферного воздуха имели естественное происхождение и были связаны с природными факторами. На протяжении последних двух столетий, и больше всего во второй половине XX в., начался совершенно новый геодинамический процесс антропогенного изменения состава атмосферного воздуха. По словам В.И. Вернадского, «деятельность человечества стала самым мощным геологическим и геохимическим фактором, изменяющим лик планеты Земля»¹.

Основная особенность геохимической деятельности человека состоит в том, что все элементы таблицы Менделеева (многие из них в природе встречаются только в виде рудных концентраций) он стремится перевести в состояние рассеяния, причем часто это происходит через воздух. Благодаря этой деятельности человек остановил опасную тенденцию снижения содержания в воздухе углекислого газа. Сейчас сжигается в год не менее 4 млрд. т каменного и бурого угля, не менее 3,5 млрд. т нефти, кроме того, горючий сланец, торф, в тропическом поясе – в большом количестве и дрова. Все это углеродное топливо при сжигании превращается в углекислый газ, количество которого в воздухе начало прибывать. В 1956 г., когда был объявлен первый международный геофизический год и в тысячах пунктах одновременно были сделаны анализы воздуха, содержание в нем CO₂ составляло 0,028%. К 1992 г. оно поднялось до 0,036%, то есть на четверть своей первоначальной величины (Яншин, 1997).

Человеческая деятельность как бы восполнила активность потухших вулканов и возвращает углекислый газ к его нормальному содержанию в атмосферном воздухе.

Быстро растет в атмосфере концентрация метана. Он образуется везде, где органическое вещество разлагается при отсутствии кислорода. Его поставляют чеки рисовых полей, он выделяется при разработке угольных месторождений, из нефти при извлечении ее на поверхность, при авариях газопроводов. Антропогенный метан является одним из разрушителей озона.

Атмосферный воздух загрязняется парами различных кислот. При сжигании нефти и угля выделяются пары сернистой (H₂SO₃) и серной (H₂SO₄) кислот. В еще большем количестве пары этих кислот выделяются при плавке колчеданных руд меди и других цветных металлов. Производ-

¹ Вернадский В.И. Проблемы биохимии. – М.: Наука, 1980. 320 с.

ство алюминия сопровождается выделением паров особенно активной плавиковой кислоты (HF). Многие производства выделяют в воздух пары азотистой (HNO) и азотной (HNO₃) кислот. Выброс в воздух большого количества паров различных кислот во второй половине XX в. привел к появлению совершенно нового явления – кислотных дождей.

Атмосферный воздух загрязняется от автотранспорта, использующего этилированный бензин, свинцом. Через дымовые трубы и при технических авариях выбрасываются соединения кадмия, ртути, никеля, мышьяка. В 1992 г. в России произошло 769 чрезвычайных ситуаций технического характера, 4,7% из них – аварии с выбросами в воздух сильнодействующих ядовитых веществ.

В настоящее время более 80% населения России живет в условиях опасного загрязнения воздуха, что отрицательно сказывается на здоровье, так как различные химические элементы наиболее интенсивно поглощаются при дыхании. Свинец действует на печень и почки, приводит к нарушениям психики и кровообращения; ртуть – на нервную систему, сенсорные функции и координацию. Никель провоцирует респираторные заболевания, включая астму, нарушает дыхательную защитную систему. Экологическое неблагополучие воздушной среды чревато и более отдаленными последствиями.

Вредным экологическим фактором во многих областях и населенных пунктах России стала резко повышенная радиация воздушной среды. Она произошла в результате катастроф типа Чернобыльской и Кыштымской, работ заводов по производству ядерного топлива, в результате ядерных испытаний и захоронения радиоактивных отходов, работы АЭС.

1.3. Круговорот углерода и концепция биотической регуляции окружающей среды

Из всех биогеохимических циклов углеродный является наиболее важным и изученным. Уравнение баланса углерода в атмосфере имеет вид (Захаров, 1995):

$$2,123 \frac{dC(t)}{dt} = Q_{foss}(t) + D_n(t) - S_{OC}(t) - S_{fert(t)} + S_{resid}(t), \quad (1.1)$$

где $C(t)$ – атмосферная концентрация CO₂, млн⁻¹; Q_{foss} – промышленная эмиссия углерода, Гт С/год, связанная с сжиганием ископаемого топлива и производством цемента; D_n – биоэмиссия (это источники, связанные с вырубкой лесов, уменьшением их продуктивности и изменением количества почвенного углерода...); S_{OC} – сток в океан; S_{fert} – так называемый фертилизационный сток, S_{resid} – сток, вызываемый

короткопериодной климатической изменчивостью.

В настоящее время установлено, что перераспределение углерода может происходить, в основном, между четырьмя резервуарами: атмосферой, океаном, ископаемым топливом и биосферой (Борисенков, Кондратьев, 1998). В табл. 1.4 приведены сведения о содержании углерода в различных естественных резервуарах и интенсивности потоков обмена.

Т а б л и ц а 1.4

Содержание углерода в различных резервуарах

Резервуар	Концентрация углерода	Содержание углерода, Гт
Атмосфера (суммарная масса $5.14 \cdot 10^6$ Гт)	340 млн ⁻¹ (на 1982 г.) 260 млн. ⁻¹ (доиндустриальная)	717 550
Океан (суммарная масса $1.384 \cdot 10^9$ Гт)		
неорганический углерод, г/м ³	29	39000
органический углерод, г/м ³	0,7	1000
растворенная органика		30
биосфера		
живая масса		560
неживая органическая взвесь		30
соломенная подстилка		60
гумус		16000 – 20000
литосфера (суммарная масса $24 \cdot 10^9$ Гт)		1000000
неорганический углерод, %	20	48
органический углерод, %	0,07	17,5

П р и м е ч а н и е: 1 Гт = 10^9 т.

Циклы углерода, водорода и кислорода тесно связаны между собой. Потоки углерода, водорода и кислорода представляют собой главное связующее звено между биосферой и окружающей ее средой, в котором основными являются процессы фотосинтеза и дыхания (Андерсон, 1985):



Следствием взаимодействия биосферы и атмосферы является удаленность земной атмосферы от состояния термодинамического

равновесия (Заварзин, Котляков, 1998).

В биологическом круговороте углерода выделяются три стадии (Логинов, 1998):

1) зеленые растения, поглощая CO_2 из воздуха, создают органическое вещество;

2) животные, питаясь растениями из содержащихся в них соединений углерода, продуцируют другие соединения;

3) микроорганизмы разрушают вещество умерших растений или животных и освобождают углерод, который снова попадает в атмосферу в составе углекислого газа.

Растительные организмы ежегодно продуцируют 1,5 трлн. т углерода и запас CO_2 , если бы он не возобновлялся, был бы исчерпан растениями за 8 лет.

Однако главные запасы углерода, как это видно из табл. 1.4, содержатся в литосфере (в полезных ископаемых) и океане. В рамках концепции парникового эффекта океан рассматривается как резервуар углекислоты: карбонатное равновесие в нем регулирует в зависимости от температуры поглощение или выделение углекислоты в атмосферу. Все модели приводят к выводу о глобальном поглощении углерода океаном в пределах $2 \pm 0,8$ Гт в год (Кондратьев, 1980).

В одной из своих работ В.Г. Горшков, К.Я. Кондратьев и К.С. Лосев (1998) вновь детально проанализировали статьи глобального бюджета углерода. Так, по данным прямых измерений, осредненных за три года (с июля 1991 по июль 1993 г.), компоненты глобального круговорота углерода составили: $5,9 \pm 0,5$ Гт С/год для выбросов углерода в атмосферу за счет сжигания ископаемого топлива и $2,2 \pm 0,1$ Гт С/год – для накопления углерода в атмосфере. По оценкам этих же авторов, скорость поглощения океаном углерода в неорганическом виде в 1991–1994 гг. должна составить величину $2,6 \pm 1,0$ Гт С/год, то есть источник ископаемого углерода ($5,9$ Гт С/год) превышает на $1,1$ Гт С/год сумму стоков углерода в атмосферу и океан в неорганическом виде ($4,8$ Гт С/год). Скорость выброса углерода биотой суши за счет использования земель оценивается величиной порядка $1,6$ Гт С/год. Этот дисбаланс глобального бюджета углерода может компенсировать только поглощение углерода слабо возмущенной человеком биотой суши и океана. Биота океана значительно меньше возмущена человеком, чем биота суши. По мнению авторов, невозмущенная человеком биота должна характеризоваться отрицательными связями и компенсировать производимое человеком возмущение глобальной

окружающей среды. Эта роль отводится биоте океана и неосвоенной человеком части суши (менее 40%), включающей преимущественно бореальные леса и ветланды России и Канады.

Глобальные изменения компонентов массы углерода биосферы связаны либо с окислением органического вещества при сжигании ископаемого топлива и обезлесенения, либо с синтезом добавочных масс органического вещества биотой суши или океана. Эти процессы сопровождаются противоположными изменениями массы атмосферного кислорода. При разложении или синтезе органических веществ на суше или в океане основное изменение содержания O_2 происходит в атмосфере, так как растворимость кислорода в океане мала и он содержит на два порядка меньше кислорода, чем атмосфера. Запас кислорода в атмосфере в тысячу раз больше, чем запас углерода. Поэтому при увеличении концентрации CO_2 на 30% (последние 100 лет) концентрация кислорода уменьшается в четвертом знаке на величину порядка 0,05%.

В таблице 1.5 приведены данные о глобальном бюджете углерода с учетом влияния биоты океанов, скорость поглощения атмосферного углерода которой равна 2,4 Гт С/год. Согласно этой таблице суша оказывается чистым источником углерода со скоростью 1,2 Гт С/год. Скорость выброса углерода с используемых человеком территорий суши, преимущественно тропических, оценивается в 1,6 Гт С/год. Неосвоенная часть суши, в основном бореальные леса, поглощает около 0,5 Гт С/год.

Т а б л и ц а 1.5

Глобальный бюджет углерода

№ п/п	Источники и стоки (1991–1993 гг.)	Бюджет Гт С/год	Источники и стоки (1991–1993 гг.)	Бюджет, Гт С/год
1.	Ископаемое топливо	$-5,9 \pm 0,5$	4. Органический углерод	$1,2 \pm 0,5$
2.	Атмосфера	$2,2 \pm 0,1$	4а. Океан	$2,4 \pm 1,0$
3.	Океан	$2,5 \pm 1,0$	4б. Суша: 4–4а	$-1,2 \pm 0,9$
			4б ₁ . Тропики	$-1,6 \pm 1,0$
			4б ₂ . Бореальная зона	$0,5 \pm 0,5$

* Все данные – осредненные значения выбросов углерода за указанный в таблице срок. Источники – отрицательные, стоки – положительные скорости изменения за год.

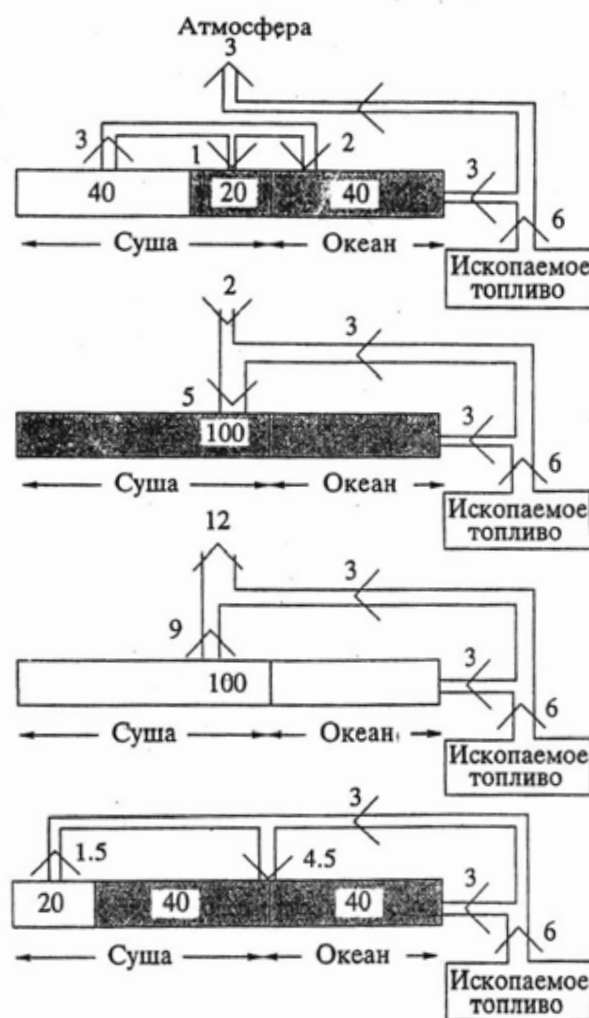


Рис. 1.2. Глобальные изменения окружающей среды в зависимости от степени возмущения биоты. Заштриховано – невозмущенная человеком часть глобальной биоты; цифры в заштрихованных и незаштрихованных блоках соответствуют первичной продукции (Гт С/год) и совпадают с долями в % от общей чистой первичной продукции биосферы, равной 100 Гт С/год; цифры у стрелок – чистые потоки перераспределения углерода между основными глобальными резервуарами (Гт С/год)

На рис. 1.2 представлены данные о глобальных изменениях окружающей среды в зависимости от степени возмущения биоты. При полном восстановлении естественной биоты всей биосферы (суша и океан) она способна поглотить углерод в количестве, равном выбросам ископаемого топлива, а дополнительное физико-химическое поглощение углерода океаном привело бы к обратным глобальным изменениям в атмосфере, из которой углерод будет удаляться со скоростью, равной одной трети скорости сжигания ископаемого топлива. При полном освоении биоты биосферы она превратится в источник

углерода, в полтора раза более мощный, чем сжигание ископаемого топлива. В этом случае накопление углерода в атмосфере может достичь катастрофических масштабов, вдвое превышая выбросы ископаемого топлива. Для остановки глобальных изменений круговорота углерода достаточно вдвое сократить освоенную человеком часть суши, что является реальной задачей.

Современное состояние бюджета углерода характеризуется верхней диаграммой на рис. 1.2: половина выбрасываемого в атмосферу ископаемого углерода остается в атмосфере, вторая половина поглощается океаном в неорганическом виде за счет процессов, обеспечивающих физико-химическое равновесие. Биота в целом не является ни источником, ни стоком углерода в окружающую среду. Но возмущенная человеком часть биоты суши выбрасывает углерод в количестве, равном половине углерода, выбрасываемого за счет сжигания ископаемого топлива. Две трети выброса биоты суши поглощается океаном, а одна треть – слабо возмущенной человеком биотой суши.

В современный период большое влияние глобального биогеохимического круговорота оказывает человек. По мнению Кондратьева (2000), подлинной глобальной экологической катастрофой окажется нарушение замкнутости круговоротов, обусловленное неприемлемо высоким уровнем использования биосферных ресурсов в результате большой скорости и масштабов роста численности населения и экономического развития. К 2050 г. по прогнозу ООН глобальная численность достигнет 8,9 млрд. При этом более 80% людей проживает в развивающихся странах.

По-прежнему в мире наблюдается заметный рост потребления ископаемых топлив в целях производства энергии. Так, в 1998 г. глобальное потребление ископаемых органических топлив в млн. т нефтяного эквивалента составило: уголь – 2236; нефть – 3423; природный газ – 2210.

В целях экономии органического топлива и обеспечения экологической безопасности важное внимание стало уделяться проблеме развития нетрадиционной энергетики, темпы развития которой в последние годы (в первую очередь ветро- и солнечной энергетики) весьма высоки.

В 1998 г. мировой прирост мощности в ветроэнергетике составил 2100 МВт, в 1999 г. произведено 17 млрд киловатт-часов и здесь лидирующие позиции занимают Дания, Германия, Испания, США. Так, в Шлезвиг-Гольштейне (Германия) за счет ветроэнергетики выраба-

тывается 11% производства электроэнергии, в Наварре (север Испании) – до 20%, в Дании – более 8% всей производимой в стране электроэнергии. В южных странах делаются попытки использовать приходящую солнечную энергию с помощью полупроводниковых кремниевых солнечных батарей (наибольшие успехи в США, Японии).

В работе (Кондратьев, 2000) дан анализ состояния ресурсов биосферы, являющейся основой глобального экологического равновесия. Так, глобальная площадь земель, занятых под зерновые культуры, составила в 1998 г. 684 млн га, производство зерна возросло втрое по сравнению с 1950 г. и составило в 1998 г. 1845 млн т (312 кг на душу населения). Возросли глобальное производство мяса до 216 млн т, выловы рыбы – до 93,7 (экологически допустимый глобальный уровень вылова рыбы составляет 95 млн т). Растет производство круглой древесины и бумаги. В целом же валовой глобальный продукт, являющийся наиболее общим показателем глобальной экономической динамики, возрос с 6,4 трлн долл. (1950) до 39,3 трлн долл. (1998 г.).

Естественно, что столь быстрое развитие промышленного и сельскохозяйственного производства, рост численности населения негативно сказываются на состоянии окружающей природной среды. Возрастает загрязнение атмосферы за счет роста выбросов парниковых газов – углекислого газа, метана, закиси азота, хлорфторуглеродов и др. Происходит заметное потепление климата.

Согласно Четвертому оценочному докладу МГЭИК (2007), одиннадцать из двенадцати последних лет (1995–2006 гг.) попали в число двенадцати самых теплых лет по результатам инструментальных наблюдений глобальной приземной температуры (с 1850 г.). Столетний линейный тренд (1906–2005 гг.) 0,74°C больше соответствующего тренда 0,6°C за 1901–2000 гг., приведенного в третьем докладе. Рост температуры наблюдается по всему земному шару, он более значителен в высоких северных широтах. Районы суши нагревались быстрее, чем океаны.

Согласно теории биотической регуляции и устойчивости окружающей среды (ОС) известного биофизика В.Г. Горшкова (1995), при превышении внешними возмущениями определенного порогового уровня биота теряет способность стабилизировать ОС с помощью действия отрицательных обратных связей, и начинаются ее локальные и глобальные изменения. На основе этой теории и суммы всех эмпирических данных установлено, что переход порога возмущения произошел в начале XX века. Человек начал потреблять вместо 1 %

«разрешенной» ему чистой первичной биологической продукции в конце XX века около 16%. Поэтому, если бы уровень современного возмущения биоты был снижен на порядок величины, то все неблагоприятные глобальные изменения ОС были бы остановлены, и она вернулась бы в первоначальное невозмущенное состояние.

В табл. 1.6 приводятся основные сведения о состоянии глобальной экосистемы в XX столетии, свидетельствующие о существенных ее изменениях из-за хозяйственной деятельности человека.

Выводы В.Г. Горшкова (1998), предложившего тезис: «Биосфера ведет себя как саморегулирующая система, способная подавлять всякие природные нарушения и восстанавливать некий внутренний баланс», сводятся к следующему:

- естественная биота Земли устроена так, что способна с высочайшей точностью поддерживать пригодное для жизни состояние ОС;
- огромная масса продукции, достигнутая биотой, позволяет ей восстанавливать любые естественные нарушения ОС в кратчайшие сроки – за десятки лет;
- огромная мощность, развиваемая биотой Земли, таит в себе скрытую опасность быстрого разрушения окружающей среды – за десятки лет, если целостность биоты будет нарушена. Широкомасштабное окультуривание ландшафтов опаснее образования антропогенных пустынь;
- биосфера, по-видимому, может компенсировать любые возмущения, производимые человеком, если доля его потребления не превышает 1% продукции биосферы;
- современные изменения биосферы человеком, ведущие к выбросу биотой 2,3 млрд. т/год углерода в атмосферу, свидетельствуют о переходе ее в неустойчивое состояние, о сильном нарушении глобальных биогеохимических циклов и, соответственно, о существенном подавлении разрушительными процессами процессов естественного саморегулирования;
- современное состояние биосферы обратимо. Она может вернуться в прежнее устойчивое состояние, имевшее место в XIX веке. Для этого необходимо на порядок снизить потребление ее естественной продукции;
- другого устойчивого состояния биосферы не существует; при сохранении или росте антропогенной нагрузки устойчивость ОС будет разрушена;

– из-за инерционности демографических процессов рост населения до 8 млрд. неизбежен, однако после стабилизации на этом уровне необходимо почти на порядок снижение числа рождаемости людей на планете путем планирования семьи, и только в этом случае дестабилизированная биосфера снова возвратится в устойчивое состояние саморегулирования в соответствии с принципом Ле Шателье - Брауна, так как отторжение человеком ее продукции не будет превышать 1%.

Однако в научной литературе в настоящее время высказываются суждения о том, что биосфера обладает большим запасом прочности, чем это следует из теории В.Г. Горшкова и его единомышленников. Доказательством этого являются глобальные катастрофы, через которые прошла биосфера в своем развитии и сохранилась как организованный природный объект.

Так, по мнению Н.Н. Моисеева (1998), развитие биосферы в истории Земли – это цепь катастроф с непредсказуемыми исходами, оно характеризуется крайней неустойчивостью и только благодаря системе отрицательных обратных связей параметры биосферы удерживаются в пределах, позволяющих сохраниться всему живому.

Т а б л и ц а 1.6

Изменения хозяйственной подсистемы и глобальной экосистемы

Показатели	Начало XX в.	Конец XX в. – 1980–1990 гг.
Валовой мировой продукт, млрд. долл.	60	20000
Мощность мирового хозяйства, ТВт	1	10
Численность населения, млрд. человек	≈ 1	≈ 5
Потребление пресной воды, куб. км	≈ 360	4000
Потребление чистой первичной продукции биоты, %	1	16
Площадь залесенных территорий *, млн. кв. км	57.49	50.07
Рост площади пустынь, млн. га	–	+156
Сокращение числа видов, %	–	-20
Площадь, нарушенная хозяйственной деятельностью на суше, %	20	60

* По данным Института мировых ресурсов, из 7.5 млн. кв. км исчезнувших лесов 2 млн. кв. км приходится на два последних десятилетия.

Тем не менее, учитывая реалии сегодняшнего дня, необходимо признать актуальность концепции биотической регуляции ОС, согласно

которой состояние окружающей среды и климата определяется динамикой биосферы, характеризуемой уровнем замкнутости глобальных биогеохимических круговоротов (углерода, азота, серы).

Биосферные и геохимические циклы в океане и на суше формируют баланс для основных парниковых газов: CO_2 , CH_4 , и N_2O (ОД, т.І, глава 4).

Согласно ОД4, общий приток углерода от суши и океана в атмосферу составляет примерно 120 и 90 млрд. т/год, соответственно. Вклад хозяйственной деятельности человека в приток углерода в атмосферу оценивается в 7,2 млрд т/год за период 2000–2005 гг., что составляет примерно 3,4% природной эмиссии (почва, биосфера + океан). При этом около 65% антропогенной эмиссии связано со сжиганием ископаемого топлива и 35% вызвано уменьшением его стока в результате освоения новых земель и массовой вырубке лесов. Особенности формирования природного баланса CO_2 состоят в том, что в доиндустриальный период количество CO_2 , которое выбрасывалось в атмосферу естественными экосистемами, компенсировалось естественным стоком, каковым является процесс фотосинтеза в наземной растительности. Глобальные запасы углерода в наземной биомассе и почве формировались в течение тысячелетий и оцениваются в настоящее время в 2260 млрд. т (Forster et al., 2007).

В последнее время (Denman et al., 2007) оценки глобального баланса системы подстилающая поверхность-атмосфера были пересмотрены в связи с уточнением нетто-поток углерода в системе океан – атмосфера и суша – атмосфера (табл. 1.7).

Т а б л и ц а 1.7

Средние глобальные источники и стоки антропогенного CO_2
в системе атмосфера – океан – суша (млрд т С/год)
для двух периодов (Denman et., 2007)

Основные источники и стоки	1990–1999 гг.	2000–2005 гг.
Антропогенная эмиссия	6,3 ±0,4	7,2 ±0,3
Увеличение концентрации в атмосфере	3,2±0,1	4,1±0,1
Нетто-поток атмосфера – океан	–2,2±0,4	–2,2±0,5
Нетто-поток атмосфера – суша	–1,0±0,6	–0,9±0,6
Изменения в землепользовании	1,6 (0,5–2,7)	
Общий сток углерода на суше	–2,6 (–4,3... –0,9)	

Межгодовые изменения глобального стока существенно зависят от изменения баланса эмиссии – сток суши, определяющая роль в ко-

тором принадлежит лесной растительности. Так, в высоких широтах эмиссия почв и лесов в атмосферу составляет около 290 млн т С/год со вкладом почвы более 70%. Большая часть стока определяется лесами на территории России. Леса тропической зоны, наоборот, являются крупным источником углерода.

В отличие от CO_2 , метан – химически активный газ. Антропогенные источники обуславливают 55–60% общей эмиссии метана в атмосферу. Среднее значение эмиссии метана за период 2000–2004 гг. составило 582 Мт CH_4 /год. Основные естественные источники CH_4 : переувлажненные земли, болота, торфяники и т.д. Основные антропогенные источники метана: газовая, нефтяная и угольная промышленность, животноводство, рисовые поля и т.д.

Суммарная антропогенная эмиссия N_2O составляет 6,7, а естественная – 11,0 млн. т/год. Ежегодный прирост концентрации N_2O в атмосфере составляет 0,3% в год.

1.4. Результаты экспериментальных исследований динамики парниковых газов в центре Евразии в период 1979–1999 гг.

Несомненный научный и практический интерес представляют результаты региональных экспериментальных исследований радиационно-активных составляющих атмосферы, выполненных группой сотрудников ИЭМ и Киргизского госуниверситета по единой методике в центре Евразии в районе озера Иссык-Куль (И-К) в период 1979–1999 гг. Результаты 15–20-летних измерений общего содержания в атмосфере водного пара, озона, двуокиси азота, средней по высоте концентрации углекислого газа и спектральной прозрачности в видимом диапазоне длин волн представлены в работе (Кашин и др., 2000). Выявлены сезонные и другие разнопериодные вариации, а также тренды: положительные – у водяного пара, CO_2 , NO_2 , спектральной прозрачности и отрицательный – у озона. Рассмотрим основные результаты этой интересной работы, дающей комплексное представление о современной динамике парниковых газов на общем фоне метеорологической и геофизической изменчивости.

Водяной пар

Водяной пар (H_2O) – самая изменчивая составляющая атмосферы – участвует в формировании термического режима на планете, а

следовательно, погоды и климата, а также во многих других физических и химических процессах в атмосфере.

Полная амплитуда сезонных вариаций общего содержания водяного пара от зимы к лету на Иссык-Куле колеблется в широких пределах от $1,5 \text{ г/см}^2$ до $2,32 \text{ г/см}^2$. Средняя амплитуда за весь период наблюдений составляет 2 г/см^2 . Минимальные содержания приходятся на зиму (декабрь–январь) и составляют $0,3\text{--}0,6 \text{ г/см}^2$, а максимальные $2,0\text{--}2,92 \text{ г/см}^2$ – на лето (июль). Сезонные изменения содержания водяного пара вызваны сезонной изменчивостью температуры. Данные многолетних наблюдений на Иссык-Куле показывают, что за весь период измерений среднегодовое содержание водяного пара в толще атмосферы росло на 21%, со средней скоростью около 1% в год. Близкий по величине положительный тренд содержания водяного пара наблюдался в Китае. На средних широтах Западного полушария в Северной Америке положительный тренд по величине несколько меньше.

Спектральный анализ результатов измерений содержания H_2O позволил выявить основные колебания с периодами 6, 12, 35, 51 и 110 месяцев.

Две первые из найденных гармоник связаны с сезонными вариациями температуры. К слабой квазитрехлетней гармонике (35 мес.) могут быть отнесены явные максимумы 1981, 1986, 1988, 1991 и 1998 гг. и смазанные, скорее всего из-за влияния извержений вулканов Эль-Чичон и Пинатубо, максимумы 1984 и 1994 гг. Причина появлений этой гармоник не ясна. Гармоника с периодом более 4 лет (51 мес.) характерна для явления Эль-Ниньо. Гармоника длительностью 110 мес. может быть связана с влиянием наиболее мощных за период наблюдений извержений вулканов Эль-Чичон и Пинатубо, между которыми прошло как раз 110 мес.

В изменчивости сезонных максимумов содержания водяного пара прослеживается определенная связь с извержениями вулканов, высота извержений которых превышала 10 км, т.е. когда существовала возможность проникновения вулканических газов и пепла в стратосферу.

Экстремальные величины содержания водяного пара коррелируют с местной приземной температурой и температурой Северного полушария.

Углекислый газ

Увеличение концентрации CO_2 в атмосфере является установленным фактом в результате систематических наблюдений, проводимых на станциях фоновых мониторинга атмосферы. На этой сети станций измерения концентрации углекислого газа осуществляются путем анализа проб воздуха с помощью недисперсионных оптико-акустических газоанализаторов. При этом измерения проводятся чаще всего в океанических или прибрежных (в ряде случаев в высокогорных) районах, условия в которых максимально близки к фоновым. В континентальных условиях метод анализа проб воздуха может быть мало эффективен из-за того, что результаты измерений чувствительны к влиянию даже слабых локальных естественных или антропогенных источников и стоков CO_2 . Для исследований содержания углекислого газа в континентальной атмосфере, как и водяного пара, использован спектроскопический метод.

В средних широтах выполняется условие равноперемешанности CO_2 , что подтверждается самолетными измерениями на разных высотах в Северном и Южном полушариях. В то же время в тропиках, по данным самолетных измерений, объемная концентрация CO_2 уменьшается с высотой. Это указывает на некоторые особенности высотного распределения концентрации CO_2 на различных географических широтах.

Постоянные измерения средней по высоте объемной концентрации углекислого газа в атмосфере были начаты в мае 1980 г. Среднемесячные величины CO_2 (C , млн^{-1}) в центральной части Евразии (Иссык-Куль) за период с 1980 по 1999 гг. представлены на рис. 1.3. Эти среднемесячные величины получены усреднением измеренных за месяц среднедневных значений концентрации CO_2 . На этом же рис. приведены сглаженные величины C (кривая 2) и линейный тренд (прямая 3). Анализ данных рис. показывает, что результаты измерений 1987 г. заметно отличаются от результатов измерений в другие годы (минимум).

Сезонные вариации – изменения концентрации CO_2 в течение года – отражают сезонные изменения обмена углекислым газом между наземной биотой и атмосферой. На Иссык-Куле в среднем за весь период измерений сезонный максимум концентрации CO_2 приходится на июнь, минимум – на октябрь. На других широкоширотных станциях мониторинга CO_2 максимумы сезонных колебаний на них наблюдаются в феврале–апреле, минимумы – в июле–сентябре, чаще всего в августе. Годовые амплитуды меняются в пределах от 5 до 24 млн^{-1} .

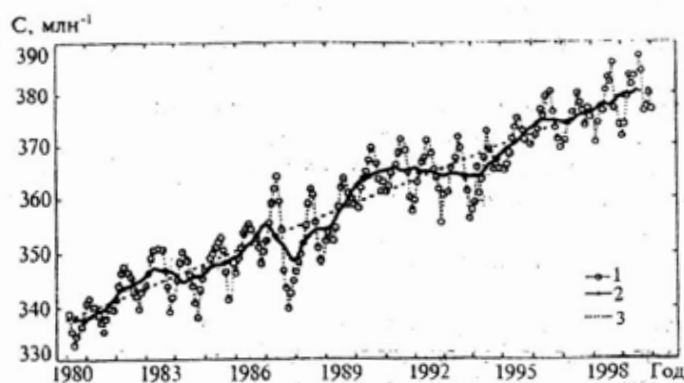


Рис. 1.3. Изменения во времени концентрации углекислого газа: 1 – средние месячные; 2 – сглаженные величины C ; 3 – тренд

Наблюдаемая уже несколько десятилетий общая тенденция роста концентрации CO_2 подтверждается результатами, полученными на Иссык-Куле. За период наблюдений среднегодовая концентрация возросла \sim на 13% ($43,5 \text{ млн}^{-1}$) со средней скоростью $\sim (0,64 \pm 0,01) \%$ в год. Межгодовые изменения концентрации CO_2 в различные периоды времени отличаются от линейного тренда. Помимо общей тенденции увеличения концентрации CO_2 в отдельные годы (1983–1984, 1986–1987, 1993–1994 гг.), увеличение концентрации сменялось ее уменьшением. Скорость роста колеблется от 3 до 5 млн^{-1} в год. Спектральный анализ результатов измерений концентрации CO_2 выявил основные колебания с периодами 12, 15, 20, 51 и 82 мес. Гармоника длительностью 12 мес. связана с изменениями обмена углекислым газом между наземной биотой и атмосферой в разные сезоны года. Гармоника с периодом 20 мес., близкая к гармоникам квазидвухлетней стратосферой циркуляции, относительно невелика. Период 51 мес. близок к периоду, характерному для явления Эль-Ниньо. Природа гармоник длительностью 15, 82 мес. не ясна.

Таким образом, анализ результатов многолетних систематических измерений средней по высоте концентрации CO_2 в атмосфере центральной части Евразийского континента показал следующее.

- За период наблюдений концентрация CO_2 выросла примерно на 13% ($43,5 \text{ млн}^{-1}$).
- Положительный линейный тренд составил в среднем $\sim 0,64\%$ в год.
- В 1987 г. произошел сдвиг фазы сезонных вариаций. После 1987 г. максимум приходится на июнь–июль, а минимум – на ноябрь–декабрь.

- Рост концентрации CO_2 и ее межгодовые изменения в период с 1980 по 1988 гг. со сдвигом в 5 мес. определяются эмиссией CO_2 на территории бывшего СССР.
- Межгодовые изменения концентрации CO_2 в атмосфере центра Евразии со сдвигом в два года повторяют ее изменения, наблюдаемые на обсерватории Мауна Лоа в Тихом океане.
- Основные колебания, проявившиеся в вариациях концентрации CO_2 , имеют периоды: 12, 15, 20, 51 и 82 мес.
- Эмпирическая модель с параметрами описывает среднемесячные и среднегодовые величины концентрации CO_2 с погрешностью $\pm 1\%$ и $\pm 0,5\%$, соответственно.

Озон

Многолетние наблюдения показывают, что амплитуда сезонных вариаций O_3 на станции Иссык-Куль составляет 20–30% с внутригодовым размахом от 60 е.Д. (1987 г.) до 110 единиц Добсона (е.Д.) (1980, 1986 и 1991 гг.). Максимум приходится на февраль–апрель, а минимум – на август–ноябрь.

За период наблюдений на Иссык-Куле среднегодовое содержание озона в атмосфере упало примерно на 7% (24 е.Д.) со средней скоростью – $(0,34 \pm 0,03)\%$ в год.

При общей тенденции к понижению во временном ходе общего содержания озона (ОСО) в центре Евразии зарегистрировано устойчивое понижение ОСО с 1979 до конца 1984 г., существенное замедление скорости уменьшения в 1985–1992 гг. и рост ОСО с 1994 по 1998 гг.

• Основные колебания, проявившиеся в вариациях ОСО, имеют периоды: 6, 12, 21, 27, 44 и 102 мес. Сезонными вариациями объясняются 6- и 12-месячные гармоники, 21–27-месячные гармоники связывают с квазидвухлетними колебаниями скорости и направления стратосферного ветра над тропическими широтами, а 44-месячные – с явлением Эль-Ниньо. Колебания с 102-месячным периодом связывают прежде всего с 11-летним циклом солнечной активности. Кроме того, возможно, что это колебание вызвано извержениями вулканов. В частности, извержение вулкана Пинатубо в 1991 г. предшествует «сбою» в ритме квазидвухлетних колебаний содержания озона в 1992 г. и резкому падению ОСО во второй половине 1992 г.

Двуокись азота

Двуокись азота – одна из важнейших озonoактивных составляющих атмосферы. Многолетние наблюдения показывают, что основной вклад в вариации стратосферной двуокиси азота вносят ее сезонные колебания, составляющие 50–70% от среднегодового значения. Они практически синхронно повторяют сезонный ход солнечной радиации. Максимум приходится на июнь–июль, минимум – на декабрь–январь. На содержание двуокиси азота оказывали влияние извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо. Гармоники 6, 12, 20, 37 и 84 мес.

Спектральная прозрачность атмосферы (СПА)

- С 1982 до конца 1984 гг. и с середины 1991 до конца 1994 гг. на величину спектральной прозрачности заметное влияние оказывали извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо. Самоочищение атмосферы от вулканического аэрозоля происходит за 2–3 года.

- Линейный положительный тренд СПА за весь период наблюдений составил 0,55% в год.

- Основные колебания имеют периоды 6, 12, 35, 54 и 106 мес.

Учитывая важную роль метана в парниковом эффекте, авторами (Кашин, и др., 2004) представлены результаты четырехлетних совместных измерений объемной относительной концентрации CH_4 в приземном воздухе и в толще атмосферы в Обнинске в условиях минимальной техногенной нагрузки на атмосферу. Выявилось, что концентрация CH_4 растет со скоростью 0,009 млн.⁻¹/год в приземном слое и в столбе атмосферы 0,008 млн.⁻¹/год. Результаты гармонического анализа позволили обнаружить в колебаниях концентрации CH_4 гармоники с периодами 365, 292, 162, 146 и 122 дня.

Контрольные вопросы

1. Понятие климата.
2. Основные направления развития теории климата.
3. Каков вклад оптически активных газовых компонент в парниковый эффект?
4. Каков химический состав атмосферного воздуха?

5. Основные свойства парниковых газов (CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , ХФУ).
6. Роль аэрозоля в формировании теплового режима атмосферы.
7. Эволюция состава атмосферного воздуха на протяжении жизни планеты.
8. Анализ уравнения баланса углерода в атмосфере.
9. Основные статьи глобального бюджета углерода.
10. Основные принципы теории биотической регуляции и устойчивости окружающей среды.
11. Особенности динамики парниковых газов, полученные по экспериментальным данным в центре Евразии.

Глава II. ЭНЕРГЕТИКА АТМОСФЕРЫ

Предисловие

При изучении циркуляционных и климатических процессов большое внимание уделяется исследованию происходящих в атмосфере энергетических преобразований, межширотных переносов количества движения, тепла и влаги. В известных работах (Борисенков, 1960; Ван Мигем, 1977; Калинин, 1999 и др.) с использованием эмпирических данных о состоянии различных слоев атмосферы даны оценки запасов различных видов энергии (кинетической, потенциальной и внутренней) как для атмосферы в целом, так и ее составных частей, включая циклоны и антициклоны. Рассмотрены балансовые соотношения и переходы энергии из одного вида в другой и т.п.

Энергетика атмосферы занимает важное место в учебных пособиях по динамической метеорологии, она учитывается при построении моделей общей циркуляции атмосферы и при их оценке на адекватность реальным условиям. В данной главе вкратце рассмотрены некоторые энергетические проблемы применительно к формированию климатического режима атмосферы и ее циркуляции.

2.1. Радиационные факторы климата

К числу важнейших климатообразующих факторов относятся астрономические и геофизические. Согласно (Монин, Шишков, 1979), астрономические факторы – это светимость Солнца, положение и движение Земли в Солнечной системе, наклон ее оси вращения к плоскости орбиты и скорость вращения. Эти факторы определяют инсоляцию Земли (облучение солнечной радиацией), а также гравитационное воздействие внешних сил, создающих как приливы, так и колебания характеристик орбитального движения и собственного вращения Земли, что приводит к колебаниям в распределении инсоляции на внешней границе атмосферы.

Радиационный фактор играет главную роль при формировании климата. В качестве характеристики приходящей на Землю солнечной радиации используется поток радиации за единицу времени через единичную нормальную лучам площадку вне атмосферы при среднем расстоянии r_0 Земли от Солнца. Эта величина называется солнечной постоянной

$$I_o = S_{\odot} / 4\pi_o^2,$$

где S_{\odot} – мощность излучения (энергетическая светимость) Солнца, равная примерно $4 \cdot 10^{20}$ МВт. Современное значение солнечной постоянной $I_o = 1370$ Вт/м².

Солнечная постоянная (СП) характеризует интегральный поток излучения Солнца. Многочисленные измерения этой величины, включая спутниковые исследования, показали, что СП – переменная величина, но ее изменения незначительны (Скляр, Бричков, Семенова, 2009). Параллельно рассматривается солнечная активность (СА), которая увязывается с динамикой солнечных пятен фотосферы Солнца. Установлен циклический характер СА. В вышецитированной работе отмечается, что по результатам наблюдений за солнечной активностью и потоком солнечного излучения в период 1978–1990 гг. установлено, что величины СП изменяются в одинаковой фазе с ходом индексов СА. Высказывается предположение, что в эпоху маундеровского минимума СА (1645–1715 гг.) понижение температуры могло быть вызвано аналогичным уменьшением солнечного потока. Согласно оценкам (Frohlich C., Andersen B. et al, 1997), при уменьшении светимости Солнца на 0,25% глобальная температура может понизиться на 0,46 К, а изменение температуры отдельных регионов может достигать 1,5 К.

В работе (Барляева, Миронова, Понявин, 2009) в результате проведенного вейвлетного анализа инструментальных рядов глобальной температуры, а также фазовых соотношений изменений солнечной и вулканической активности за 1880–1995 гг. показано, что причиной, наблюдаемой во второй половине XX века декадной вариации глобальной температуры, является комбинированное воздействие на климат солнечной активности и вулканической деятельности.

Однако все вышесказанное относится к характеристике возмущенных и достаточно коротких временных периодов. Режимный характер радиационного процесса формируется следующим образом.

На единичную площадку внешней границы атмосферы поступает поток солнечной радиации I (инсоляция), который рассчитывается по формуле

$$I = \frac{I_o}{(r/r_o)^2} \sin h_{\odot}, \quad (2.1)$$

где r – расстояние Земли от Солнца, h_{\odot} – высота Солнца над горизонтом в рассматриваемой точке Земли в данный момент времени, свя-

занная с географической широтой φ , геоцентрическим склонением Солнца δ и часовым углом ψ формулой (Матвеев, 1991)

$$\sinh_{\odot} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \psi. \quad (2.2)$$

При интегрировании величины I по времени от момента восхода Солнца до момента его захода можно получить количество солнечной радиации Q_c , поступающей на 1 м^2 горизонтальной поверхности в течение суток – суточную инсоляцию

$$Q_c = \frac{2I_o}{(r/r_o)^2} \left[t_o \sin \varphi \sin \delta + \frac{\Pi}{2\pi} \cos \varphi \cos \delta \sin \left(\frac{2\pi}{\Pi} t_o \right) \right], \quad (2.3)$$

где Π – продолжительность суток, $\mp t_o$ – моменты восхода ($-t_o$) и захода (t_o) Солнца (когда $h_o = 0$).

Как видно из формулы (2.3), суточная инсоляция зависит только от широты и времени года. Широтная зональность инсоляции наиболее четко выражена зимой и в переходные сезоны (табл. 2.1).

Согласно расчетам распределения Q_c , выполненным впервые М. Миланковичем, в день летнего солнцестояния (22 июня, $\delta = 23,5^\circ$) Q_c достигает максимума ($45,62 \text{ МДж/м}^2$) на Северном полюсе. Второй максимум Q_c , равный $42,04 \text{ МДж/м}^2$, наблюдается на $43,5^\circ$ с.ш., где влияние меньшей продолжительности дня перекрывается большей высотой Солнца в околополуденные часы.

Т а б л и ц а 2.1

Значения суточной инсоляции (МДж/м^2) на верхней границе атмосферы на различных широтах для некоторых дат

φ°	Долгота λ и дата								год
	0 21.03	45 06.05	90 22.06	135 08.08	180 23.09	225 08.11	270 22.12	315 04.02	
90°с.ш.	0	32,6	45,6	32,3	0	0	0	0	5,6
60	18,9	34,2	41,9	33,9	18,7	6,2	2,1	12,1	7,6
30	32,8	39,3	41,3	38,9	32,3	23,8	19,7	24,0	11,8
0	37,9	35,4	33,4	35,1	37,4	36,9	35,7	37,1	13,4
30	32,8	23,0	18,5	22,8	32,4	40,8	44,0	41,2	11,8
60	18,9	5,9	2,0	5,9	18,7	35,3	44,2	35,8	7,6
90°ю.ш.	0	0	0	0	0	33,9	48,6	34,1	5,6

В день зимнего солнцестояния (22 декабря, $\delta = -23,5^\circ$) суточная инсоляция равна нулю на всех широтах, расположенных севернее полярного круга ($\varphi \geq 66,5^\circ$). Инсоляция в этот день в Северном полушарии растет в направлении к экватору.

В Южном полушарии в день летнего солнцестояния (22 декабря) основной максимум Q_c ($48,70 \text{ МДж/м}^2$) наблюдается на Южном полюсе, вторичный ($44,95 \text{ МДж/м}^2$) – на $43,5^\circ$ ю.ш.

Так как Земля летом Северного полушария находится вблизи афелия, а летом Южного полушария – вблизи перигелия, то все летние значения Q_c в Южном полушарии больше соответствующих значений в Северном.

В моменты равноденствий инсоляция максимальна на экваторе и равна нулю на полюсах. В зимнем полушарии в полярных областях инсоляция равна нулю. В целом за год преобладает широтная зональность инсоляции.

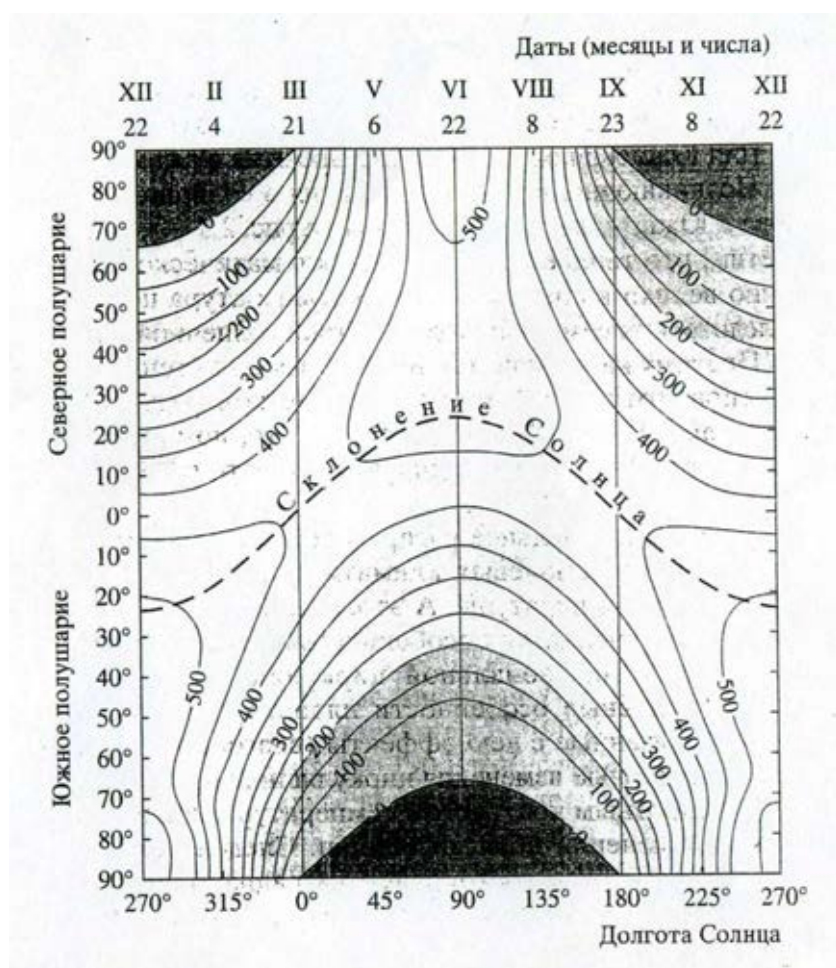


Рис. 2.1. Распределение потока прямой солнечной радиации на верхней границе атмосферы, приходящей на горизонтальную площадку (Вт/м^2), как функция географической широты и времени года (Кислов, 2001)

На рис.2.1 представлено распределение прямой солнечной радиации на верхней границе атмосферы, из которого следуют две важнейшие особенности энергетического режима климатической систе-

мы – зональность поля инсоляции и сезонность изменений инсоляции во времени (Кислов, 2001)

Инсоляция имеет ярко выраженный сезонный ход (выделяют четыре астрономических сезона – весну, лето, осень, зиму). Поскольку инсоляция в астрономическую весну в точности равна инсоляции в течение лета, а инсоляция осенью – зимней инсоляции, то при расчетах объединяют одинаковые по суммам получаемого тепла сезоны между собой и рассматривают летнее (с индексом «s») и зимнее (с индексом «w») полугодия. Суммарная инсоляция по этим полугодиям может быть рассчитана с помощью следующих формул (Монин, Шишков, 1979):

$$W_s = \frac{I_o T_o}{2\pi\sqrt{1-e^2}} [S(\varphi, \varepsilon) + \sin \varphi \sin \varepsilon], \quad (2.4)$$

$$W_w = \frac{I_o T_o}{2\pi\sqrt{1-e^2}} [S(\varphi, \varepsilon) - \sin \varphi \sin \varepsilon], \quad (2.5)$$

$$S(\varphi, \varepsilon) = \frac{\pi\sqrt{1-e^2}}{I_o T_o} W_o = \frac{\sin \varphi \sin \varepsilon}{2\pi} \int_0^{2\pi} (\psi_o - \operatorname{tg} \psi_o) \sin \lambda d\lambda, \quad (2.6)$$

где $W_o = W_s + W_w$; T_o – длительность года (около $3,16 \cdot 10^7$ с); e – эксцентриситет земной орбиты (равный в настоящее время 0,017); ε – наклон плоскости земного экватора к плоскости орбиты ($23,45^\circ$); ψ_o – часовой угол Солнца в момент его захода.

Результаты расчетов по формулам (2.4) – (2.6) представлены в табл. 2.2 (Матвеев, 1991; Подрезов, 2000):

Т а б л и ц а 2.2

Летние, зимние и годовые суммы тепла на различных широтах
Северного полушария (10^3 МДж/м²)

φ°	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
W_s	6,72	7,12	7,31	7,33	7,12	6,74	6,24	5,80	5,63	5,57
W_w	6,72	6,15	5,40	4,52	3,52	2,47	1,40	0,56	0,13	0
W_o	13,44	13,27	12,71	11,85	10,64	9,21	7,64	6,36	5,76	5,57

Анализ табл. 2.2 позволяет сделать следующие выводы: 1) летом W_s уменьшается с широтой от экватора к полюсу очень мало – от $6,72 \cdot 10^3$ до $5,57 \cdot 10^3$ МДж/м², имея максимум на $\varphi = 30^\circ$; 2) зимой, напротив, W_w монотонно и сильно уменьшается с широтой от $6,72 \cdot 10^3$ МДж/м² до нуля; 3) наибольшие широтные различия зимних сумм приходятся на умеренную зону 40 – 60° ; 4) в течение года полюс

получает 42% тепла от экватора, а в летнее полугодие – 83%; 5) годовые суммы тепла монотонно убывают с широтой места.

Закономерности солярного климата находят свое отражение в основных закономерностях приземного реального климата. Это в среднем зональное распределение температуры с малым градиентом летом и большим зимой, аналогичное распределение давления, поле которого адаптируется с полем температуры, более интенсивная атмосферная циркуляция в зимний период, когда велики градиенты давления особенно в средних широтах (Подрезов, 2000).

Разность сумм инсоляции между летним и зимним сезонами составляет

$$W_s - W_w = \frac{I_o T_o \sin \varphi \sin \varepsilon}{\pi \sqrt{1 - e^2}}. \quad (2.7)$$

Параметры, входящие в эту формулу, на протяжении жизни Земли претерпевают изменения. М. Миланкович предложил рассчитывать инсоляцию не для астрономических сезонов, продолжительность которых меняется вместе с изменением эксцентриситета, а для калорических полугодий.

Калорические полугодия определяются как полугодия одинаковой продолжительности $T_o/2$, когда на данной широте любое значение суточной инсоляции в летнее полугодие больше любого значения суточной инсоляции в зимнее полугодие. Формулы Миланковича для расчета сумм солнечного тепла для летнего полугодия Q_s и зимнего Q_w имеют вид:

$$Q_s \approx \frac{I_o T_o}{2\pi} \left(S(\varphi, \varepsilon) + \sin \varphi \sin \varepsilon - \frac{4}{\pi} e \sin \Pi \cos \varphi \right), \quad (2.8)$$

$$Q_w \approx \frac{I_o T_o}{2\pi} \left(S(\varphi, \varepsilon) - \sin \varphi \sin \varepsilon + \frac{4}{\pi} e \sin \Pi \cos \varphi \right). \quad (2.9)$$

Как видно из формул, суммы Q_s и Q_w зависят на данной широте от наклона оси вращения Земли и элементов орбиты. Здесь Π – долгота перигелия, т.е. самой близкой к Солнцу точки орбиты, отсчитываемая от точки весеннего равноденствия. Поскольку на Земле действуют силы притяжения других планет, то параметры формул испытывают возмущения. Начиная с Ж. Лагранжа (1782 г.), многие астрономы потратили много труда на расчет возмущенных движений планеты.

Как отмечено в (Монин, Шишков, 2000), из анализа формул для Q_s и Q_w следует, что для каждой данной широты планетные возмущения не меняют получаемой Землей в целом годичной суммы солнечного тепла, но могут приводить к изменениям распределения этого тепла по широтам и сезонам года и потому могут сказываться на климате. Так, увеличение $e \sin \Pi$ приводит к уменьшению разности между суммами тепла, получаемыми в летнее и зимнее калорические полугодия, а увеличение угла ε , наоборот, – к увеличению этой разности. Можно ожидать, что под влиянием этих факторов будет более холодным лето и более теплой зима, что будет способствовать росту ледников за длительное время (много тысячелетий). М. Миланкович впервые предложил значительные колебания климата в плейстоцене объяснить изменениями этих величин.

Расчеты, произведенные М. Миланковичем, были затем уточнены рядом исследователей. Так, Ш.Г. Шараф и Н.А. Будникова провели детальные расчеты на период в 30 млн. лет в прошлое и на 1 млн. лет в будущее время. Оказалось, что эксцентриситет e колебался в пределах 0,0007–0,0658 ($e = 0,017$ в настоящее время), преимущественно с периодами около 0,1; 0,425 и 1,2 млн. лет; наклон ε колебался в пределах 22,068–24,568° с периодами около 41 и 200 тыс. лет. Отклонения значений $e \sin \Pi$ от его значения в 1950 г. изменялись в пределах от 0,03 до – 0,07 со средним периодом около 21 тыс. лет. Эти периоды соответствуют современным представлениям о продолжительности колебаний климата в плейстоцене. Эквивалентные широты колебались в пределах 58–79° с преимущественными периодами в 41 тыс. лет и 1,2 млн. лет. Рост эквивалентной широты означает похолодание, убывание – потепление.

Из графиков эквивалентных широт, построенных Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой, следует, что максимумы эквивалентных широт ($\varphi_1 \geq 69^\circ$) сопоставимы с ледниковыми периодами. Тогда получаются возрасты Дунайских ледниковых эпох – 970, 885 и 685 тыс. лет, Гюнца – 590 и 565 тыс. лет, Минделя – 476 и 435 тыс. лет, Рисса – 230 и 187 тыс. лет, Вюрма – 115, 72 и 25 тыс. лет, что согласуется с имеющимися фактическими данными о последовательности и длительности ледниковых периодов плейстоцена.

В настоящее время Земля находится в межледниковом состоянии и в будущем ее ожидает очередной ледниковый период.

Выполненный в 1970 годы спектральный анализ колонок океанических отложений из центральной части Индийского океана пока-

зал, что в составе воды, связанном с возникновением и таянием ледников, температуре поверхности воды и в солености отмечаются колебания с периодами около 100, 42 и 23 тыс. лет, весьма близкими к периодам изменения эксцентриситета e , угла наклона земной орбиты ε и параметра $e \sin \lambda$. Эти факты свидетельствуют о влиянии колебаний параметров земной орбиты и наклона земной оси на изменения климата Земли.

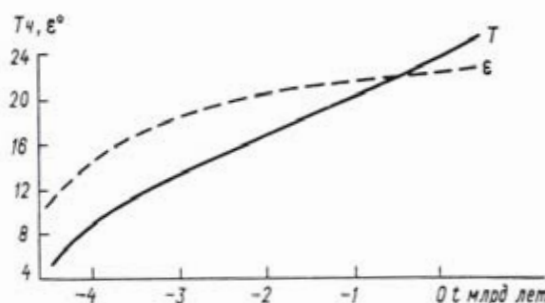


Рис. 2.2. Изменение угла наклона экватора к эклиптике ε и продолжительности суток (T) в течение времени существования Земли

Определенное влияние на изменение климата Земли оказывает приливная эволюция системы Земля – Луна (Монин, 1979; Матвеев, 1991). Из теории приливных движений и взаимного влияния Луны и Земли следует, что угол наклона экватора к эклиптике (ε) и продолжительность земных суток (T) в течение времени существования Земли только увеличивались (рис. 2.2).

Согласно данным (рис. 2.2), угловая скорость вращения Земли в прошлом была больше, чем в более позднее время (фактор уменьшения T). Быстрое вращение Земли способствовало тому, что атмосферная циркуляция была в прошлом более зональной, чем теперь. Это проявилось в поведении ряда динамических и климатических характеристик.

Так, согласно (Монин, 1979), более быстрое вращение Земли в прошлом приводило к тому, что вследствие большей величины силы Кориолиса и более резкого изменения ее с широтой воздух, оттекающий от экватора на верхних уровнях, создавал западный поток в более низких широтах, чем в настоящее время. Поэтому ячейки типа Гадлея простирались в сторону полюсов на меньшее расстояние, и субтропические антициклоны над океанами и засушливые области на континентах располагались ближе к экватору. Предполагается также, что площадь, занятая полярной ячейкой циркуляции, была меньше, а область, в которой обмен теплом между экваториальными и поляр-

ными широтами должен был происходить путем крупномасштабной горизонтальной турбулентности, была увеличена.

Кроме того, циклоны и антициклоны имели меньшие размеры и двигались по более зональным траекториям. В целом, ускоренное вращение Земли приводило к тому, что температуры приближались к температурам лучистого равновесия, а эффект неоднородностей подстилающей поверхности вдоль параллелей был менее существенным.

В (Голицын, 1973) отмечено, что одним из основных факторов, обуславливающих общую циркуляцию атмосферы и климат, является скорость вращения планеты ω , которая для Земли непрерывно уменьшается в результате приливной эволюции системы Земля–Луна. В настоящее время длительность суток растет на 1,7 мс за 100 лет. Около 1 млрд. лет сутки были примерно на 5 часов короче. Согласно Макдональду, длительность суток через $5,3 \cdot 10^9$ лет достигнет месяца, после чего месяц станет короче суток, и приливное трение примерно за $7 \cdot 10^8$ лет заставит Луну упасть на Землю.

По расчетам Г.С. Голицына, изменение вращения Земли приведет к потеплению полярных областей, разница температур между экваториальными и полярными областями будет порядка 10°C , а средние скорости ветра планеты уменьшатся с 17 до 9 м/с. Кроме того, когда сутки станут более 2-х недель, за долгую ночь атмосфера будет охлаждаться более чем на 10°C и циркуляция будет направлена с дневной стороны на ночную.

Наклон экватора к эклиптике и вращение Земли вокруг Солнца создают сезонность (годовые колебания) климата. Наклон ε оказывает влияние на степень зональности климата. На рис. 2.3 приведена зависимость отношения годовых значений инсоляции на экваторе (W_e) и полюсе (W_n) от угла наклона экватора к плоскости эклиптики. Современное значение этого отношения равно 2,4 ($\varepsilon = 23,5^\circ$). Около 1 млрд. лет назад оно было больше 3, а в начальный период существования Земли достигало 6.

Быстрое вращение Земли в прошлом и малый наклон экватора к эклиптике способствовали более ярко выраженной широтной зональности климата Земли. К тому же массы атмосферы и океана в те времена были меньше. Все это сделало гораздо более вероятными обширные оледенения Земли в далеком прошлом, особенно когда в результате дрейфа материи оказывались вблизи полярных районов. Геологи находят многочисленные свидетельства неоднократных оледенений в докембрии (Монин, Шишков, 1979).

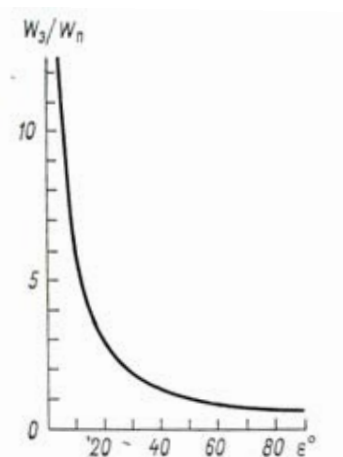


Рис. 2.3. Отношение годовых количеств инсоляции при отсутствии атмосферы на экваторе (W_3) и на полюсе (W_p) в зависимости от наклона экватора к эклиптике (Монин, Шишков, 1979)

Отметим, что планеты Солнечной системы Марс, Сатурн и Нептун имеют углы наклона экваторов к плоскости орбит, равные, соответственно, $24^\circ 56'$, $26^\circ 45'$, 29° , т.е. близкие к земным, что обеспечивает им смену сезонов. В то же время у Венеры и Юпитера эти углы очень малы ($3^\circ 24'$ и $3^\circ 07'$), оси их суточного вращения практически перпендикулярны плоскостям орбит, а это приводит к отсутствию смены сезонов. Максимум облучения имеет место на экваторе, а у полюсов горизонтальные поверхности практически не облучаются. На этих планетах устанавливается зональный климат (Склярков, Семенова, 2009).

2.2. Энергетический баланс Земли

В 1978 г. М.И. Будыко с сотрудниками построили мировые карты составляющих теплового баланса системы Земля – атмосфера, используя при этом уравнение теплового баланса земной поверхности (Будыко, 1980):

$$R = LE + P + B, \quad (2.10)$$

где R – радиационный баланс земной поверхности; LE – затрата тепла на испарение или приход тепла от конденсации на земной поверхности (L – удельная теплота парообразования, E – скорость испарения или конденсации); P – турбулентный поток тепла между земной поверхностью и атмосферой; B – поток тепла между земной поверхностью и нижележащими слоями водоемов или почвы.

В (2.10) величина $R = Q(1-\alpha) - I$, где Q – суммарная коротковолновая радиация, приходящая на земную поверхность, α – альбедо земной поверхности, I – эффективное длинноволновое излучение. Величина R положительна при приходе радиационной энергии к земной поверхности. Другие члены уравнения теплового баланса положительны, когда они соответствуют расходу тепла.

Согласно построенным картам, годовая суммарная радиация на земном шаре меняется от значений, меньших 60, до значений, больших 200 ккал/см²·год. Наибольшие значения суммарной радиации наблюдаются в широтной зоне 30° ю.ш. – 30° с.ш., где ее распределение носит очаговый характер, по направлению к полюсам суммарная радиация уменьшается и распределение ее изолиний имеет зональный характер. Нарушение зональности отмечается там, где интенсивно развивается циклоническая деятельность (запад Канады, север Европы, юго-западное побережье Южной Америки), действует муссонная циркуляция (Индостан, восточное побережье Азии, северо-запад Индийского океана) и др.

Распределение суммарной радиации в зимний и летний периоды имеет свои особенности, обусловленные как астрономическими, так и метеорологическими (состояние облачного покрова) факторами. Так, в зимний период суммарная радиация уменьшается от значений порядка 14 ккал/см²·мес. в низких широтах до нулевых в полярных, куда она не поступает. Для летнего периода характерны достаточно высокие значения приходящей суммарной радиации при ее малой географической изменчивости. Тропические и субтропические пустыни получают солнечного тепла 20 ккал/см² мес. и более. Из-за значительной продолжительности светового дня значительные суммы суммарной радиации поступают и в полярные области. В частности, в январе в Антарктиде месячные суммы меняются от 16–18 ккал/см² на побережье до 30 ккал/см² внутри материка.

Анализ данных о радиационном балансе земной поверхности показывает, что годовые суммы радиационного баланса поверхности земного шара изменяются от значений меньших – 5 ккал/см² в Антарктиде и близких к нулю в центральной Арктике, до 90 ккал/см² 95 ккал/см² в тропических широтах.

На распределение годовых и месячных сумм радиационного баланса, кроме астрономических факторов, заметное влияние оказывают циркуляционные, приводящие к изменению условий облачности. В высоких и умеренных широтах годовые суммы радиационного ба-

ланса меняются от $10 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ в арктических тундрах до $30\text{--}50 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ в лесостепях и степях умеренных широт. В низких широтах вследствие резких различий в режиме облачности и увлажнения, обусловленных особенностями циркуляции атмосферы, годовые значения величины R изменяются в широких пределах от 55 до 95 ккал/см^2 . При этом минимальные значения радиационного баланса соответствуют областям субтропических и тропических пустынь и являются следствием большой отражательной способности поверхности пустынь и больших потерь тепла путем длинноволнового излучения при условиях малооблачной погоды, большой сухости воздуха и высокой температуры поверхности почвы (Будыко, 1980).

Распределение радиационного баланса в отдельные месяцы колеблется от $-1, -2 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес.}$ зимой в полярных широтах до $9\text{--}10 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес.}$ летом в тропических широтах.

На поверхности океанов радиационные характеристики имеют более простое распределение, чем на суше. Отклонения от зонального характера изолиний обусловлены распределением облачности. Максимальное значение R на океанах летом превышает $140 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$. Зимой величина R изменяется от $8\text{--}10 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес.}$ в экваториальных широтах до $-4 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес.}$ в высоких широтах. С широты 45° в январе радиационный баланс принимает отрицательное значение. Летом величина R меняется в тропиках от $14 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес.}$ до $8\text{--}9 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес.}$ В высоких широтах.

Анализ годовой карты затраты тепла на испарение показывает, что распределение величины LE существенно зависит от вида подстилающей поверхности (суша, океан), ее характера (равнина, горы), сезона и др. Так, во влажных экваториальных лесах Южной Америки и Африки величина испарения достигает $80 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$, а в тропических пустынях всего несколько $\text{ккал/см}^2 \cdot \text{год}$. В целом ресурсы тепла и влаги определяют характер распределения испарения. В океанах в тропических широтах затраты тепла на испарение достигают $120 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$, в высоких широтах у границ льдов они снижаются до $30 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$. В океанах неоднородная картина испарения возникает из-за наличия теплых и холодных течений. При этом величина испарения увеличивается в осенне-зимний период. Наибольший расход тепла на испарение имеет место в Северном полушарии: более $180 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ в районе Гольфстрима и около $140 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ в районе Куро시오, где дефицит влажности воздуха оказывается повышенным не только из-за высокой температуры воды, но и из-за

сравнительно низкой влажности воздуха, притекающего в эти районы с континентов Северной Америки и Азии в холодное время года.

Произведен также расчет турбулентного потока тепла, который достигает максимума в тропических пустынях ($55\text{--}60 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$), на северных побережьях континентов Северного полушария величина турбулентного потока тепла менее $5 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$.

Интенсивность и знак турбулентных потоков зависят от величины радиационного баланса, сезона и широты места. Так, во внетропических широтах наибольшие значения турбулентного потока отмечаются летом, а наименьшие – зимой. В зимнее время на территории выше 40° северной и южной широт слабый турбулентный поток направлен из атмосферы к земной поверхности. Поверхность континентов от экватора до 40° северной и южной широт в течение всего года отдает тепло посредством турбулентной теплопроводности. На турбулентный теплообмен с атмосферой за год расходуется 45% годового значения радиационного баланса поверхности континентов. Средние итоги приведены в табл. 2.3

Т а б л и ц а 2.3

Средние широтные значения составляющих теплового баланса поверхности Земли ($\text{ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ по М.И. Будыко)

Широтная зона, °	Суша			Океаны				Земля			
	R	LE	P	R	LE	P	F_o	R	LE	P	F_o
70–60 с.ш.	22	16	6	23	31	22	-30	22	20	11	-9
60–50	32	23	9	43	47	19	-23	37	33	13	-9
50–40	45	25	20	64	67	16	-19	54	45	18	-9
40–30	58	23	35	90	96	14	-20	76	65	23	-12
30–20	64	19	45	111	109	7	-5	94	75	21	-2
20–10	74	32	42	121	117	7	-3	109	95	16	-2
10–0	79	57	22	124	104	7	13	114	93	10	11
0–10 ю.ш.	79	61	18	127	99	6	22	116	90	9	17
10–20	75	45	30	122	113	9	0	112	98	14	0
20–30	71	28	43	109	106	11	-8	100	88	18	-6
30–40	62	29	33	92	82	11	-1	88	76	14	-2
40–50	44	22	22	72	51	6	15	71	50	7	14
50–60	35	22	13	46	35	9	2	46	35	9	2
Земля в целом	50	27	23	91	82	9	0	79	66	13	0

Здесь F_o характеризует перераспределение тепла в гидросфере.

П р и м е ч а н и е: $1 \text{ ккал/см}^2 = 41,86 \text{ МДж/м}^2$.

Океаны повсеместно отдают тепло атмосфере путем турбулентной теплопередачи. В западных и северо-западных районах океанов Северного полушария величина турбулентного потока тепла превышает $40 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$. Вблизи экватора из-за малых различий между температурами воды и воздуха потоки малы (менее $10 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$).

В зонах холодных течений (например, Калифорнийское) наблюдается приток тепла от атмосферы. Наиболее интенсивно теплообмен между океанами и атмосферой происходит в осенне-зимний период. Так, в зимние месяцы в Северном полушарии потери тепла океанами достигают $10 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{мес.}$, летом потоки по величине близки к нулю.

Т а б л и ц а 2.4

Энергетические характеристики климата океанов
отдельно для Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий
и в целом по площади океанов, свободной ото льда, Вт/м^2
(по Л.А. Строкиной)

Океан	Радиационный баланс поверхности океана			Затраты тепла на испарение			Турбулентный поток в атмосферу		
	СП	ЮП	в целом	СП	ЮП	в целом	СП	ЮП	в целом
Северный Ледовитый	24	-	-	55	-	-	49	-	-
Атлантический	129	128	128	125	93	110	18	7	12
Индийский	170	124	131	150	106	113	8	11	10
Тихий	136	127	132	128	117	122	12	13	13
Мировой	135	126	130	128	108	117	14	11	12

Как видно из табл. 2.4, радиационный баланс в Северном полушарии выше, чем в Южном (Северное полушарие теплее). Основная причина этого заключается в неравномерном распределении континентов между полушариями, а также в более высоком относительном вкладе площади океанов в низких широтах в их суммарную площадь в пределах Северного полушария, так как именно радиационный баланс в низких широтах имеет значительно больший вес при оценке R по полушарию в целом (Малинин, 1998).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что турбулентный поток тепла на порядок меньше других энергетических характеристик.

В настоящее время вариации радиационных характеристик земли успешно изучаются с помощью космических систем, так как радиационный баланс Земли на верхней границе атмосферы играет важную

роль в формировании процессов общей циркуляции атмосферы и климата. Система атмосфера – земная поверхность поглощает часть приходящего потока прямой солнечной радиации и излучает длинноволновую тепловую радиацию на длинах волн, больших 4,0 мкм. Уходящий длинноволновый поток варьирует в пределах от 120 до 450 Вт·м⁻² при глобальном среднегодовом значении около 240 Вт·м⁻². Отраженный поток коротковолновой солнечной радиации со спектром в области 0,2 – 4,0 мкм изменяется в диапазоне от 0 до 750 Вт·м⁻². Авторы (Головко, Пахомов, Успенский, 2003) на основе анализа данных глобального мониторинга составляющих радиационного баланса Земли со спутников «Метеор-3» и «Ресурс-01» впервые выявили аномальный рост (более чем на 7 Вт/м²) уходящей длинноволновой радиации в экваториальном поясе Земли (20° ю.ш. – 20° с.ш.), начиная с 1980-х годов. По их мнению, этот климатический сигнал может являться одним из доказательств последствий наблюдаемого в настоящее время глобального потепления. Выявленный эффект отчасти объясняется особенностями аномальных природных явлений, происходивших в то время и отчетливо прослеживаемых на временном ходе потока длинноволновой радиации: извержение вулкана Пинатубо, аномально теплые периоды Эль-Ниньо и аномально холодные периоды Ла-Нинья в тропических областях Тихого океана (рис. 2.4).

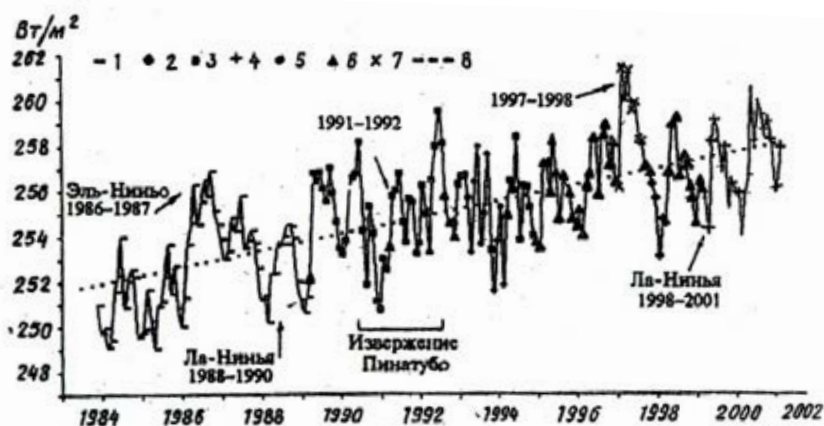


Рис. 2.4. Реконструированный временной ход длинноволновой составляющей радиационного баланса Земли в экваториальной зоне (20° ю.ш. – 20° с.ш.) за последние 18 лет и основные аномальные природные явления за этот период.

1 – ERBE/SC; 2 – CPPБ/ «Ресурс»; 3 – ERBE/WN;
4 – CERES/«Терра»; 5- CPPБ/ «Метеор»;
6 – восстановленные данные об уходящей
длинноволновой радиации; 7 – CERES-TRMM; 8 – тренд

Вместе с тем, при явном росте потока длинноволновой радиации не выявлено изменений полного радиационного баланса Земли, что может быть объяснено только соответствующим уменьшением уходящего потока коротковолновой радиации ($\sim 5 \text{ Вт/м}^2$).

Анализ двадцатилетнего ряда наблюдений за составляющими радиационного баланса земли подтвердил существование «энергoактивных зон» океана и поверхности суши как зон максимальной межгодовой изменчивости аномалий длинноволнового компонента радиационного баланса (Головко, Пахомов, Успенский, 2003).

2.3. Энергетика общей циркуляции атмосферы

Первичным источником энергии общей циркуляции атмосферы является солнечное тепло, которое поступает на землю со скоростью в среднем около $1356 \text{ Вт/м}^2 = 1,946 \text{ кал/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})}$. С учетом отраженной радиации (планетарное альbedo в среднем 0,28) усваиваемая радиация составляет в среднем на единицу площади поверхности Земли за сутки $244 \text{ Вт/м}^2 = 0,35 \text{ кал/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})}$. Внутренняя энергия всей атмосферы оценивается цифрой $8,6 \cdot 10^{23} \text{ Дж}$, потенциальная равна $3,6 \cdot 10^{23} \text{ Дж}$. Сумма упомянутых видов энергии называется полной или лабильной (Монин, 1982).

Доступная потенциальная энергия (ДПЭ) атмосферы определяется как разность между полной потенциальной энергией и энергией в устойчивом гидростатическом равновесии. Она представляет собой ту часть полной потенциальной энергии, которая может быть преобразована в кинетическую (Лоренц, 1970).

Величина ДПЭ приближенно может быть оценена по формуле, полученной Лоренцом в 1955 г.:

$$A \approx \frac{1}{2} Cp \left\{ \frac{\gamma_a \sigma_T^2}{(\gamma_a - \bar{\gamma}) \bar{T}} \right\}, \quad (2.11)$$

где Cp – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, γ_a – сухоадиабатический градиент температуры, σ_T^2 – взвешенное значение дисперсии температуры на изобарической поверхности, γ – вертикальный градиент температуры, черточка сверху означает осреднение по изобарической поверхности. По оценке Оорта (1964), ДПЭ равна $5,5 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$, а кинетическая энергия атмосферы составляет $1,5 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$. Согласно Борисенкову (1960), в Северном полушарии $K=1,9 \cdot 10^{20} \text{ Дж}$ летом и $4 \cdot 10^{20} \text{ Дж}$ зимой, а в Южном, соответственно, $3,9 \cdot 10^{20}$ летом и $7,1 \cdot 10^{20} \text{ Дж}$ зимой.

Согласно (Монин, 1982), усваиваемая землей энергия солнечной радиации мощностью $1,25 \cdot 10^{14}$ кВт затрачивается на $\frac{2}{3}$ на прямой нагрев атмосферы и верхних слоев океана и континентов и на $\frac{1}{3}$ – на испарение влаги с поверхности земли. Лишь очень небольшая часть усваиваемой радиации затрачивается на генерацию кинетической энергии атмосферных движений (скорость генерации кинетической энергии порядка 4 Вт/м^2 , т.е. всего 1,6 % от мощности усваиваемой радиации). Таким образом, кинетическая энергия атмосферы составляет лишь малую часть от полной (около 6 %) и в течение недели может произойти ее диссипация в теплоту за счет трения.

По оценкам Оорта, основной энергетический цикл атмосферы состоит из генерации доступной потенциальной энергии $A = 5,5 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$ за счет притоков тепла со скоростью $\partial A / \partial t = 2,3 \text{ Вт/м}^2$, ее превращения с той же скоростью в кинетическую энергию $K = 1,5 \cdot 10^6 \text{ Дж/м}^2$ и диссипацию последней в теплоту все с той же скоростью $\partial K / \partial t = 2,3 \text{ Вт/м}^2$ (Монин, 1982).

После разделения энергии на две компоненты – среднюю зональную (М) и энергию флуктуаций (Е) – энергетический цикл можно представить в виде диаграммы (рис. 2.5.).

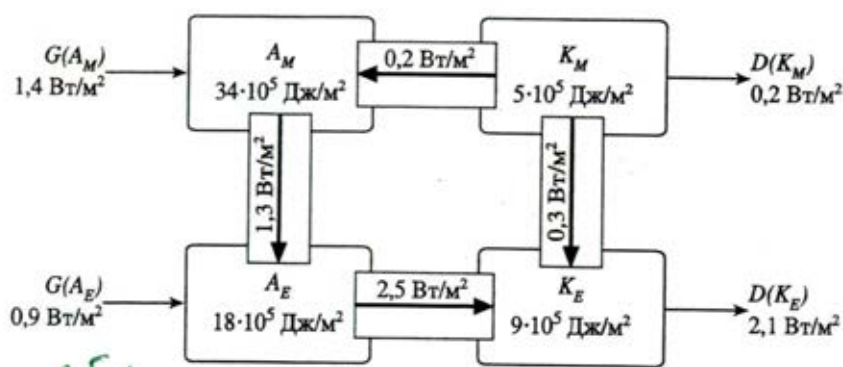


Рис. 2.5. Диаграмма среднегодового энергетического цикла атмосферы (по Wells, 1997; Peixoto, Oort, 1984).

Все характеристики рассчитаны на единицу площади поверхности Земли

В книге (Калинин, 2001) представлены уравнения баланса основных видов энергии земной атмосферы: потенциальной, внутренней, кинетической в интегральной форме с подробной физической интерпретацией энергетических преобразований. Здесь же мы ограничимся упоминанием о схеме энергетических преобразований, пред-

ложенной Лоренцом (1970), согласно которой энергия разделяется на четыре типа (зональная доступная потенциальная, вихревая доступная потенциальная, зональная и вихревая кинетическая), и по радиозондовым измерениям оцениваются мощности переходов каждого из типов в другие за счет вихревого переноса и средних меридиональных движений. Символически систему уравнений баланса доступной потенциальной и кинетической энергии для зональной и вихревой составляющих принято записывать в виде:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial A_z}{\partial t} &= G_z - C_z - C_A \\ \frac{\partial A_E}{\partial t} &= G_E - C_E - C_A \\ \frac{\partial K_z}{\partial t} &= C_z + C_K - D_z \\ \frac{\partial K_E}{\partial t} &= C_E - C_K - D_E \end{aligned} \right\}, \quad (2.12)$$

где A_z и A_E – зональная и вихревая ДПЭ; K_z , K_E – зональная и вихревая КЭ, G_z , G_E – скорости генерации зональной и вихревой ДПЭ; D_z , D_E – скорости диссипации зональной и вихревой КЭ; C_z , C_E – скорости переходов A_z в K_z и A_E в K_E ; C_A , C_K – скорость переходов A_z в A_E и K_E в K_z .

Известно, что доступная потенциальная энергия является источником энергии развития синоптических вихрей, возникающих в атмосфере в условиях гидродинамической неустойчивости квазизональных атмосферных потоков. Согласно (Шакина, 1985), из различных видов гидродинамической неустойчивости наибольшую роль в процессах крупномасштабного вихреобразования играет бароклинная неустойчивость, т.е. неустойчивость атмосферного потока с широтным градиентом температуры (и с вертикальным градиентом скорости ветра) в поле силы Кориолиса. В случае же баротропной неустойчивости (неустойчивости атмосферного потока с поперечным сдвигом ветра в поле силы Кориолиса) источником энергии синоптических вихрей является кинетическая энергия основного потока. Недавно Н.А. Калининым (1999) получены надежные количественные оценки запасов полной, вихревой кинетической и доступной потенциальной энергии на разных стадиях эволюции циклонических образований умеренных широт.

А.Л. Ветровым (2007) детально исследован процесс трансформации доступной потенциальной энергии в циклонах вследствие фазовых переходов воды.

В работе (Кислов, 2001) рассмотрен бюджет энергии в климатической системе атмосфера – деятельный слой океана), дана оценка интенсивности межширотных переносов энергии за счет упорядоченного и вихревого переносов. Выявилось, что перенос тепла в океанах Северного и Южного полушарий определяется особенностями динамики вод Атлантического, Тихого и Индийского океанов.

Рассмотрим результаты мониторинга доступной потенциальной и кинетической энергий тропосферы в период 1992–2001 гг.

Как известно, важную роль в формировании основных черт общей циркуляции атмосферы (ОЦА), климата планеты и регионов, погодных процессов играют энергетические преобразования. В работе (Гурьянов, Переведенцев, 2002) приводятся результаты расчетов ряда характеристик энергетического цикла Лоренца в период максимального роста глобальных температур в конце XX столетия: зональная и вихревая доступная потенциальная энергия (ЗДПЭ и ВДПЭ), зональная и вихревая кинетическая энергия (ЗКЭ и ВКЭ). Расчеты видов энергии производились по известным формулам [Оорт, 1964]. Полученные значения отнесены к единице площади и имеют размерность 10^5 Дж/м², которая для краткости в дальнейшем опускается.

В качестве исходных данных послужили ежедневные данные о температуре, зональной и меридиональной компонентах скорости ветра Центра атмосферных данных Великобритании (архив UKMO – UARS Assimilated Data). Данные представлены в узлах регулярной широтно-долготной сетки $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ по всей сфере на изобарических поверхностях 1000, 681, 464, 316, 215, 146 и 100 гПа в период 1992–2001 гг.

Вычисления велись для Северного и Южного полушарий (СП и ЮП) и сферы в целом. Для оценки межгодовой изменчивости рассчитывались величины среднего квадратического отклонения вышеупомянутых видов энергии (СКО).

В ходе анализа полученных результатов для каждого месяца 10-летнего периода выявлены следующие закономерности (значения, представленные в табл. 2.5 и 2.6 являются средними за весь период).

Полученные нами значения запасов кинетической и доступной потенциальной энергии хорошо согласуются со значениями, приведенными в работе [Oort, Peixoto, 1974]. Несколько заниженными выглядят значения вихревой ДПЭ Северного полушария в зимний период. Возможно, это связано с тем, что при расчетах не учитывалась поверхность 850 гПа, на которой температурные контрасты, обуслов-

ленные влиянием подстилающей поверхности, значительно больше, чем в верхней тропосфере.

Все рассматриваемые виды энергии, представленные в табл. 2.5 и 2.6, имеют четко выраженный годовой ход с максимальными значениями в зимний период каждого полушария и минимальными в летний. На сфере годовой ход сглажен из-за противофазности годового хода Северного и Южного полушарий.

В ЮП величина ЗДПЭ примерно на 10 единиц превосходит соответствующие значения СП. В годовом ходе средних многолетних значений в СП (табл. 2.5) максимум отмечается в январе – 57,3, а минимум в июле – 14,9, т.е. амплитуда годовых колебаний (А) в среднем составляет 42,4. В ЮП (табл. 2.6) максимум наблюдается в августе – 64,2, а минимум – в январе – 34,7, амплитуда составляет 29,5. Таким образом, в ЮП годовой ход выражен слабее, чем в СП.

Среднегодовые значения ЗДПЭ в СП меняются в пределах от 37,2 (1999) до 39,5 (1993) при среднем многолетнем значении 38,7; в ЮП от 48,5 (1999) до 51,3 (1997) при среднем многолетнем значении 50,0. На сфере в целом от 45,3 (1999) до 47,9 в 2001 г. (среднее многолетнее значение 46,8). Таким образом, в 1999 г. отмечается глобальный минимум ЗДПЭ.

Т а б л и ц а 2.5

Запасы энергии атмосферы Северного полушария
в слое 1000–100 гПа за период 1992–2001 гг., 10^5 Дж/м²

Виды энергии	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
ЗДПЭ	57,3	57,2	54,1	44,2	31,9	20,7	14,9	17,6	26,0	38,5	47,2	54,6	38,7
ВДПЭ	7,3	6,8	6,2	5,2	5,0	4,7	4,2	3,8	3,9	4,4	5,8	6,7	5,3
ЗКЭ	9,3	9,4	8,1	6,0	3,7	2,3	1,9	2,2	2,8	4,1	6,0	8,2	5,3
ВКЭ	9,0	8,9	8,0	6,7	5,9	5,1	4,4	4,3	5,1	6,2	7,6	8,5	6,6

Т а б л и ц а 2.6

Запасы энергии атмосферы Южного полушария
в слое 1000–100 гПа за период 1992–2001 гг., 10^5 Дж/м²

Виды энергии	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
ЗДПЭ	34,7	36,7	43,4	48,9	54,2	56,9	61,1	64,2	62,7	54,8	44,4	37,3	50,0
ВДПЭ	2,5	2,7	3,1	3,3	3,8	4,0	4,2	4,2	4,4	4,1	3,5	2,9	3,6
ЗКЭ	5,7	5,6	6,3	7,4	8,9	10,0	10,5	10,9	10,2	9,1	7,4	6,2	8,2
ВКЭ	5,3	5,6	5,8	6,3	7,1	7,4	7,5	7,3	7,1	6,3	6,0	5,7	6,4

СКО для СП меняются в пределах от 0,84 в июле до 2,27 в феврале (0,66 для среднегодовых значений); в ЮП от 0,99 в декабре до 3,24 в августе (1,06 для среднегодовых значений). На сфере в целом от 1,12 (март) до 1,94 (октябрь) при среднегодовых 0,80. Таким образом, СКО изменяются в больших пределах в ЮП.

Вихревая ДПЭ значительно уступает по величине зональной ДПЭ. В СП в течение года она изменяется от 3,8 в августе до 7,3 в январе при годовой амплитуде 3,5 и среднегодовом значении 5,3. В ЮП от 2,5 в январе до 4,4 в сентябре при годовой амплитуде 1,9 и среднегодовом значении 3,6. В ЮП (в противоположность ЗДПЭ) вихревая ДПЭ уступает по запасам Северному полушарию. В целом по сфере ВДПЭ изменяется от 3,9 в августе до 4,9 в январе при среднем многолетнем значении 4,5.

В СП минимум ВДПЭ за десятилетний период составил 5,1 (1998), а максимум – 5,7 (2001); в ЮП эти значения составили, соответственно, 3,3 (1998) и 4,2 (2001), а на сфере – 4,2 (1998) и 5,0 (2001). Следовательно, имеет место совпадение на СП и ЮП экстремальных лет в рассматриваемом периоде. Заметим, что в 1998 г. отмечалась рекордная отметка глобального потепления.

Межгодовая изменчивость вихревой ДПЭ, так же как и зональной, достигает наибольших значений в феврале (0,46) в СП и в августе (0,53) в ЮП.

Рассмотрим временной ход кинетической энергии. Обращает на себя внимание то, что зональная КЭ (подобно ЗДПЭ) в Южном полушарии (8,2) превосходит запасы ЗКЭ Северного полушария (5,3). При этом амплитуда ее годового хода в Северном полушарии (7,5), наоборот, больше, чем в Южном (5,3). За рассматриваемый период в СП минимальное значение ЗКЭ (4,9) наблюдалось в 1999 г., а максимальное (5,5) – в 1992 г. В ЮП минимум ЗКЭ (7,3) отмечался в 1992 г., а максимум (8,3) – в 1997 г. Максимум межгодовой изменчивости в СП встречается в январе (0,79), а в ЮП – в сентябре (0,55).

При анализе ВКЭ обращает на себя внимание то, что запасы этого вида энергии в Северном и Южном полушариях примерно одинаковы (в среднем за год). Однако амплитуда годового хода в СП (4,7) в два раза превышает аналогичное значение ЮП (2,2). Межгодовая изменчивость ВКЭ в СП максимальна в декабре (0,50), а в ЮП – в августе (0,70).

При рассмотрении межгодовой изменчивости всех четырех видов энергии нельзя не отметить один интересный факт. В 1998 году

в холодный период Северного полушария (особенно в феврале) наблюдался абсолютный за 10-ти летний период максимум зональных форм энергии (62,0 ЗДПЭ и 11,3 ЗКЭ в феврале в СП) и абсолютный минимум вихревых форм энергии (6,1 ВДПЭ и 8,2 ВКЭ в феврале в СП). В Южном полушарии в этот период аномально высокие значения наблюдались только у зональной кинетической энергии. Причем эта аномалия держалась практически целый год – с июля 1997 года по июнь 1998 года. 1998 г. выделяется тем, что именно тогда наблюдалось очень интенсивное явление Эль-Ниньо.

Таким образом, выполненное исследование показывает, что изучение крупномасштабных особенностей ОЦА целесообразно проводить с позиций энергетики атмосферы.

2.4. Энергетика крупномасштабных процессов в тропосфере и стратосфере

С момента опубликования пионерской статьи Лоренца (Lorenz, 1955) энергетику крупномасштабных атмосферных процессов принято изучать в терминах представленного им энергетического цикла. Вскоре для Северного, а потом и для Южного полушария было установлено, что среднегодовые запасы кинетической (КЭ) и доступной потенциальной (ДПЭ) энергии тропосферы имеют вполне определенные значения с небольшой (в процентном отношении) межгодовой изменчивостью. Однако сбалансированность энергетического цикла сохраняется только для всей атмосферы в целом за год. В течение года и в отдельных слоях атмосферы энергетические характеристики подвержены существенной изменчивости. В тропосфере Северного и Южного полушарий КЭ и ДПЭ имеют (включая зональные и вихревые составляющие) хорошо выраженный годовой ход с максимальными значениями зимой. В различных слоях, особенно в стратосфере, компоненты энергетического цикла испытывают не только сезонную, но и значительную межгодовую изменчивость.

В.В. Гурьяновым и Ю.П. Перведенцевым (2003) была предпринята попытка определить общий характер распределения КЭ и ДПЭ в тропосфере и стратосфере Северного и Южного полушарий в зависимости от сезона и межгодовой изменчивости, а также выделить отдельные слои атмосферы, которые в энергетическом отношении имеют существенные особенности. Расчеты видов энергии производились по известным формулам (Oort, 1964). Полученные значе-

ния отнесены к единице площади и имеют размерность 10^5 Дж/м², которая для краткости в дальнейшем опускается.

В качестве исходных данных послужили ежедневные данные о температуре, зональной и меридиональной компонентах скорости ветра Центра атмосферных данных Великобритании (архив UKMO – UARS Assimilated Data). Данные представлены в узлах регулярной широтно-долготной сетки $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ по всей сфере на 22 изобарических поверхностях в слое 1000–0,316 гПа в период 1992–2001 гг.

Значения КЭ и ДПЭ были посчитаны для каждого отдельного слоя (всего 21 слой). Предварительный анализ показал, что на высотно-временных разрезах энергетических характеристик выделяются несколько слоев, имеющих особую структуру. Особенно хорошо это заметно на разрезах зональной КЭ и зональной ДПЭ. Нами было выделено пять таких слоев: 1000–215, 215–100, 100–31.6, 31.6–10 и 10–0.316 гПа. Для оценки сезонной изменчивости энергии рассматриваемых слоев в целом за исследуемый период были рассчитаны средние многолетние значения по каждому месяцу года.

Как и следовало ожидать, в тропосфере обоих полушарий (1000–215 гПа) имеет место четко выраженный годовой ход зональной и вихревой составляющих КЭ и ДПЭ с максимумом в зимний период. Физически это вполне понятно, т.к. именно в зимний период в этом слое атмосферы наблюдаются наибольшие значения скоростей ветра и градиентов температуры. Однако при более детальном рассмотрении вихревых видов энергии обнаруживается вторичный (летний) максимум в годовом ходе энергии стационарных вихрей. Особенно ярко он выражен для ДПЭ стационарных вихрей в тропосфере Северного полушария, возможно, из-за эффекта муссонной циркуляции.

Выше тропопаузы, в нижней стратосфере (215–100 гПа) Северного полушария наблюдается обращение годового хода зональной ДПЭ. Это связано с изменением знака градиента температуры между полюсом и экватором. Экваториальная область холода в районе тропической тропопаузы примерно сохраняет свое положение и не намного меняет интенсивность (в центре области температура меняется в среднем от 80°C в январе до 75°C в июле) в течение всего года. В то же время над полюсом в нижней стратосфере хорошо выражен годовой ход температуры с минимумом зимой и максимумом летом. Поэтому наибольшие контрасты температуры между полюсом и экватором (только обратного знака по сравнению с тропосферой) наблюдаются летом, что и приводит к максимуму зональной ДПЭ в этот пе-

риод в нижней стратосфере. Сказанное справедливо и для Южного полушария. Здесь также наблюдается обращение годового хода зональной ДПЭ в нижней стратосфере с максимальными значениями в январе. Однако по сравнению с Северным полушарием южная полярная стратосфера охлаждается зимой (июль–август) в среднем до 90°C , что на $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$ ниже зимнего температурного режима нижней стратосферы Северного полушария. Это приводит к тому, что и зимой в нижней стратосфере Южного полушария наблюдаются большие значения межширотных градиентов температуры, величины которых достаточны для появления вторичного максимума (по величине он несколько меньше летнего) зональной ДПЭ.

В целом для слоя $1000\text{--}100$ гПа Северного полушария характерны следующие особенности. Все рассчитанные энергетические характеристики (зональная и вихревая доступная потенциальная энергия, зональная и вихревая кинетическая энергия) имеют хорошо выраженный годовой ход с максимальными значениями в зимний период и минимальными – в летний. Межгодовая изменчивость энергетических характеристик также отмечается в холодный период, однако максимальные ее значения приходятся на разные месяцы холодного периода.

Вклад в общую энергию подвижных и стационарных вихрей в среднем примерно одинаков, а в отдельные годы могут превалировать как одни, так и другие. Вихревая кинетическая энергия имеет максимальную межгодовую изменчивость в ноябре ($0,55 \cdot 10^5$ Дж/м²), а максимальных значений достигает в январе ($9,0 \cdot 10^5$ Дж/м²). При этом вклад подвижных вихрей примерно в два раза больше, чем стационарных.

Выше уровня 100 гПа в стратосфере Северного полушария появляется летний максимум во временном ходе зональной КЭ, интенсивность которого в средней и верхней стратосфере сравнима с интенсивностью зимнего максимума. Очевидно, что летний максимум обусловлен развитием восточной циркуляции в летнем стратосферном антициклоне. В Южном полушарии летний максимум зональной КЭ также отмечается в верхней стратосфере, но по интенсивности он примерно в два раза слабее зимнего. Такие различия в годовом ходе зональной КЭ Северного и Южного полушарий объясняются тем, что мощное струйное течение на краю полярной ночи в стратосфере Южного полушария не разрушается под влиянием стратосферных потеплений и сохраняет свою интенсивность в течение всего зимнего сезона. В Северном полушарии стратосферные потепления если и не приводят к обращению западных ветров, то, по крайней мере, приво-

дят к их ослаблению. Поэтому оказывается, что интенсивность зональной КЭ летом и зимой имеет примерно одинаковые значения, хотя в среднем мощность зимней западной циркуляции в верхней стратосфере в полтора раза выше, чем летней. В целом зональная КЭ в средней и верхней стратосфере Южного полушария в 2–3 раза превышает зональную КЭ Северного полушария, при этом интенсивность ветра в Южном полушарии больше, чем в Северном в 1,5 раза.

В соотношении зональных составляющих КЭ и ДПЭ в зависимости от высоты просматривается следующая закономерность. В тропосфере зональная ДПЭ намного (почти на порядок) превосходит все другие виды энергии. В нижней стратосфере (до 20 км) зональная КЭ и ДПЭ имеют сопоставимые значения. А в средней и верхней стратосфере зональная КЭ уже в несколько раз больше зональной ДПЭ.

Сравнительный анализ зональной и вихревой компонент КЭ и ДПЭ показывает, что практически во всей тропосфере и стратосфере Южного полушария зональная энергия каждого из видов превосходит соответствующую вихревую энергию. В Северном полушарии соотношение между зональной и вихревой составляющими более сложное. Оно зависит от высоты и сезона. Так, интересно отметить, что в средней и верхней стратосфере Северного полушария в холодный период с декабря по март, когда западная циркуляция внетропических широт подвергается воздействию нескольких волн стратосферных потеплений различной степени интенсивности, вихревая компонента превосходит соответствующую зональную.

Как известно, атмосферные возмущения изменяются в широких пространственных и временных масштабах. Поэтому целесообразно проводить более детальный анализ вихревых видов энергии с рассмотрением вклада в общую изменчивость подвижных и стационарных возмущений. Выполненное исследование показало, что в подавляющем большинстве случаев, особенно в Южном полушарии, энергия подвижных вихрей больше энергии стационарных, причем КЭ больше ДПЭ. Обращает также на себя внимание, что в тропосфере Северного полушария, в тропосфере и в стратосфере Южного полушария КЭ подвижных вихрей примерно в 2 раза больше КЭ стационарных вихрей. В стратосфере Северного полушария КЭ подвижных вихрей, хотя в целом и преобладает над КЭ стационарных вихрей, но уже в гораздо меньшей степени. Различие между ДПЭ подвижных и ДПЭ стационарных вихрей не так велико, как для кинетической энергии, и более заметно в Южном полушарии. В соотношении энергии

подвижных и стационарных вихрей в нижней и средней стратосфере Северного полушария в холодный период просматривается важная, на наш взгляд, особенность. Энергия стационарных вихрей (особенно ДПЭ) преобладает над энергией подвижных вихрей. Это свидетельствует о том, что крупномасштабные стационарные волны проникают в стратосферу. При определенных условиях их энергия направляется на разрушение полярной струи, что приводит к развитию стратосферных потеплений.

В стратосфере Южного полушария годовой ход вихревых компонент энергии имеет более сложную структуру, чем в Северном. Особенно заметно это во временной изменчивости КЭ стационарных вихрей: главный максимум наблюдается в весенний период (октябрь), а вторичный – зимой (июль). Для стратосферы Южного полушария также отмечается более выраженное смещение фазы максимума (на 1–2 месяца) первых трех гармоник годового хода в область более низких значений на верхних уровнях.

Выводы

1. В тропосфере обоих полушарий наблюдается выраженный годовой ход зональных и вихревых компонент КЭ и ДПЭ с максимумом в зимний период. Только в энергии стационарных вихрей (особенно ДПЭ) Северного полушария наблюдается вторичный максимум в летний период.

2. В нижней стратосфере обоих полушарий наблюдается обращение годового хода зональной ДПЭ, обусловленное межширотным градиентом температуры. Однако из-за очень холодной южной полярной нижней стратосферы в Южном полушарии появляется вторичный летний максимум.

3. В годовом ходе зональной КЭ и ДПЭ в стратосфере обоих полушарий хорошо выражена полугодовая волна.

Проведенный анализ хорошо согласуется с известными особенностями общей циркуляции тропосферы и стратосферы. Он наглядно показывает большие потенциальные возможности исследования циркуляции атмосферы с позиций энергетики, в частности, тестирования моделей общей циркуляции атмосферы.

Контрольные вопросы к главе 2

1. Факторы, определяющие величину суточной инсоляции.
2. Понятие калорического полугодия.
3. Основные принципы астрономической теории Миланковича.
4. Астрономические причины колебаний климата Земли.
5. Особенности распределения компонент радиационного баланса на Земле.
6. Изменения радиационного баланса Земли, обнаруженные в последние годы с помощью космических систем.
7. Виды энергии в атмосфере.
8. Понятие доступной потенциальной энергии.
9. Энергетический цикл Лоренца.
10. Результаты мониторинга энергетических компонент.

Глава III. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Предисловие

Под общей циркуляцией атмосферы (ОЦА) обычно понимается совокупность основных воздушных течений в тропосфере, стратосфере и мезосфере. Важнейшими звеньями ОЦА являются зональный и меридиональный переносы в тропосфере, циклоническая деятельность, пассаты, муссоны, струйные течения и др. Согласно (Монин, 1982), общая циркуляция атмосферы – это статистический ансамбль крупномасштабных компонент движений в атмосфере, поэтому ОЦА – одна из составных частей и факторов климата. Последнее определение ОЦА подчеркивает ее статистическую природу.

Как следует из работ (Погосян, 1972; Хромов, Петросянц, 2001; Муравьев, 2006), под крупными масштабами понимают характерные размеры для тропосферы, стратосферы и мезосферы в целом, материков и океанов; порядка тысяч километров, охватывающих планетарный масштаб (зональные переносы, струйные течения и длинные волны), и синоптический (циклоны и антициклоны). Основное свойство таких процессов (макропроцессов) заключается в квазигеострофичности движений: ускорение Кориолиса значительно превышает относительное ускорение. В работе (Монин, 1982) крупномасштабные компоненты ОЦА определяются как пространственные неоднородности глобальных полей, описывающих состояние атмосферы с масштабами, намного большими эффективной толщины атмосферы ($H = P_s / g\rho_s \sim 10$ км). Крупномасштабные процессы подразделяются Мониним на: 1) глобальные циркуляции (зональные и муссонные) и 2) синоптические процессы (волны Россби – Блиновой), баротропные с характерными размерами порядка масштаба Обухова $L_o = (gH)^{1/2}/f$ и бароклинные с размерами порядка радиуса деформации Россби $L = (NH)/f$, где f – параметр Кориолиса, N – частота Брента – Вэйселя, индекс s означает приземную характеристику.

Одним из главных методов познания ОЦА является метод статистической обработки данных метеорологических наблюдений. Таким методом были построены средние для отдельных периодов карты распределения метеорологических величин, а также оценки их временной изменчивости. В результате удалось получить достаточно надежное описание многих сторон проявления ОЦА. Однако этого

нельзя сказать о значительных пространствах земного шара, в которых данные наблюдений отсутствуют или малочисленны. Это относится, в первую очередь, к океанам, а также к полярным районам. В результате этого природа ОЦА и ее проявления остаются еще недостаточно изученными.

Как следует из работы (Муравьев, 2006), Лоренц сформулировал правила отбора статистических характеристик для анализа ОЦА. Состояние атмосферы может быть описано как многокомпонентный процесс в координатах долготы, широты, высоты и времени. Основные свойства, характерные для процессов ОЦА, располагаются в порядке осреднений по независимым переменным, начиная с зонально осредненных величин. В первой группе – свойства, наиболее полно отражающиеся при осреднении по времени и долготе. Это дает представление о зональных циркуляциях типа западного переноса и пассатов. Вторая группа содержит свойства, сохраняющиеся при осреднении только по времени. Это позволяет выделить такие явления, как муссонные циркуляции, Исландский и Алеутский минимумы зимой. Третья группа формируется из осреднений только по долготе, что дает информацию о таких явлениях, как колебания индекса зональности, восточные ветры в полярных областях, квазидвухлетняя цикличность ветра в тропиках. Четвертая группа выделяется только синоптическим масштабом – никаких осреднений не производится, благодаря чему можно анализировать такие синоптические феномены, как мигрирующие вихри, ложбины и гребни на высотах, главные фронты, внутритропическую зону конвергенции (ВЗК), тропопаузу, струйные течения.

ОЦА находится в состоянии постоянной эволюции. Наиболее обоснованный путь анализа особенностей ОЦА заключается в использовании балансовых соотношений для влажности, момента количества движения и энергии. При таком подходе на основании данных о притоке тепла в атмосферу и о свойствах основных сред системы требуется выяснить рабочие механизмы преобразования разных видов энергии, переносов энергии и момента, и с помощью полученных соотношений выявить природу и эволюцию возникающих циркуляционных форм. Выявленные циркуляционные формы, которые в синоптической метеорологии называются индивидуальными синоптическими положениями, необходимо сгруппировать по наиболее существенным и типичным чертам.

Вторым методом исследования ОЦА является метод, основанный на интегрировании уравнений гидротермодинамики. Указанный

подход к исследованию получил название метода математического моделирования ОЦА. Однако, поскольку уравнения гидротермодинамики, в основном, являются нелинейными и их интегрирование производится численно, то часто применяется другой термин: метод численного моделирования ОЦА. В дальнейшем эти два термина будем считать синонимами.

В пионерских работах Н.Е. Кочина и Е.Н. Блиновой была построена гидродинамическая теория ОЦА, рассчитаны поля основных метеовеличин на базе упрощенных уравнений термогидродинамики. Трудami этих двух ученых и их последователей были разработаны первые модели ОЦА. В тех моделях задача решалась как стационарная (все производные по времени в уравнениях приравнивались к нулю), а нелинейные уравнения путем специального метода сводились к линейным. С помощью такого теоретического подхода удалось в основном правильно описать поведение воздушных потоков не только в тропосфере, но и в нижней стратосфере, положение и интенсивность основных циклонов и антициклонов, хорошо проявляющихся на многолетних средних картах (центры действия атмосферы – ЦДА). Результаты этих работ показали, что можно получить правдоподобную картину даже на основе весьма упрощенной модели, они послужили импульсом для активного развития в 40 – 50-х годах XX столетия линейных спектральных прогностических и циркуляционных моделей. Это позволило обобщить первоначальные идеи, учесть дополнительно новые физические факторы, в том числе и процессы радиационного теплообмена, разработать более совершенные зональные и незональные модели.

Были созданы основы гидродинамической теории ОЦА и климата, под которой понимаются теоретические концепции, методы и модели, применяемые для объяснения и описания пространственно-временной структуры совокупности крупномасштабных течений и распределения метеорологических величин в воздушной оболочке Земли.

Созданию нелинейных более сложных моделей ОЦА способствовали основополагающие работы А.М. Обухова, А.С. Мониной, Г.И. Марчука и других исследователей, в которых теоретически рассмотрена проблема нелинейных взаимодействий крупномасштабных атмосферных процессов. За рубежом подобные исследования проводились Дж. Чарни, Э. Лоренцом, Р. Фьертофтом и др.

В 60-е годы в связи с появлением быстродействующих ЭВМ появилась возможность проведения численных экспериментов по мо-

делированию атмосферных процессов в целях изучения физических факторов, определяющих изменения погоды и климата, создания более совершенных численных моделей ОЦА. Одной из первых работ в этом направлении явилась работа Н. Филипса, в которой рассмотрена простейшая двухуровневая квазигеострофическая модель циркуляции атмосферы, разработанная с учетом эффектов неадиабатического нагрева и трения для нелинейного случая. Была решена нестационарная задача.

В последующие годы как в СССР, так и за рубежом был создан ряд гидродинамических моделей атмосферы, способных достаточно хорошо воспроизводить крупномасштабные особенности режима циркуляции, тепла и влаги в атмосфере. К их числу относятся модели, разработанные сотрудниками Лаборатории геофизической гидродинамики (США) под руководством Дж. Смагоринского, использованные впоследствии для прогноза полей геопотенциала на средние сроки; модели ОЦА, разработанные сотрудниками ГГО, Гидрометцентра СССР, Сибирского отделения АН СССР и Отдела вычислительной математики АН СССР под руководством Г.И. Марчука и др. Созданы специальные модели для исследования взаимодействия между океаном и атмосферой, математические модели циркуляции в океане.

Численные модели ОЦА успешно используются в нашей стране, Европейском центре прогнозов погоды средней заблаговременности и других прогностических центрах для прогноза метеорологических полей. Все эти модели базируются на конечно-разностном или спектральном решении нелинейных полных уравнений термодинамики, описывающих динамические и физические процессы. Нелинейность уравнений приводит к тому, что изменения даже самых малых из разрешаемых моделью масштабов распространяются на крупномасштабные процессы, что адекватно реальной атмосфере.

В настоящее время развитие теории ОЦА идет в основном по пути совершенствования методов численного интегрирования по времени нестационарных уравнений гидротермодинамики на ЭВМ при фиксированных «внешних» параметрах различных моделей. Одновременно непрерывно совершенствуется физическая постановка задачи, позволяющая включать в модель все новые и новые факторы, в том числе процессы мезомасштаба путем параметризации. Большое теоретическое и практическое значение имеет вопрос о пределах предсказуемости погоды и климата, что является предметом исследования ряда работ.

В данном разделе сначала будет изложена постановка задачи моделирования ОЦА на основе численного интегрирования нелинейных уравнений гидротермодинамики (Белов, Переведенцев, 1987), а затем рассмотрены конкретные модели и их результаты.

3.1. Основы современной теории общей циркуляции атмосферы

Уравнения гидротермодинамики атмосферы в сферической, изобарической и σ - системе координат

Уравнения гидротермодинамики моделей ОЦА реализуются над всем земным шаром. Поэтому вполне естественно использовать сферические координаты. Однако в этой системе вместо полярного угла Θ используется независимая координата $\varphi = \frac{\pi}{2} - \Theta$ – широта места. Соответственно в качестве составляющих скоростей используются их меридиональная и зональная составляющие

$$v = v_y = -v_\theta = a \frac{d\varphi}{dt}, \quad u = v_\lambda = a \cos \varphi \frac{d\lambda}{dt}. \quad (3.1)$$

При этом меридиональная скорость положительна при движении с юга, а зональная – при движении с запада.

С учетом сказанного уравнения горизонтального движения, неразрывности, притоков тепла и влаги, а также уравнение статики в сферической изобарической системе координат записываются в виде

$$\begin{aligned} \frac{d_p u}{dt} &= -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + \left(l + \frac{v_\lambda}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) v_\varphi + F_\lambda, \\ \frac{d_p v}{dt} &= -\frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} - \left(l + \frac{v_\lambda}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) v_\lambda + F_\varphi, \\ \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial v}{\partial \varphi} + \frac{\partial \tau}{\partial p} &= 0, \end{aligned} \quad (3.2)$$

$$\frac{d_p T}{dt} - \frac{RT}{C_p P} \tau = \frac{1}{C_p \rho} \varepsilon, \quad \frac{d_p q}{dt} = \frac{1}{\rho} \varepsilon_n,$$

$$T = -\frac{p}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial P},$$

где $\Phi = gz$ – геопотенциал, $\tau = \frac{dp}{dt}$ – аналог вертикальной скорости в изобарической системе координат, а

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + \tau \frac{\partial p}{\partial p} - \quad (3.3)$$

символ индивидуальной производной в сферической изобарической системе координат.

Изобарическая система координат удобна в ряде отношений. Однако в этой системе координат является довольно сложным учет неровностей земной поверхности (крупных горных массивов). Такой учет достаточно прост в так называемой σ -системе координат, где $\sigma = \frac{p}{p_s}$ – новая независимая координата, а $p_s = p_s(x, y, t)$ – давление на земной поверхности.

В этой системе координат уравнения гидротермодинамики имеют вид

$$\begin{aligned} \frac{d_\sigma u}{dt} &= -\frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} + \frac{RT}{P_s} \frac{\partial P_s}{\partial \lambda} \right) + \left(l + \frac{v_\lambda}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) v_\varphi + F_\lambda, \\ \frac{d_\sigma v}{dt} &= -\frac{1}{a} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} + \frac{RT}{P_s} \frac{\partial P_s}{\partial y} \right) - \left(l + \frac{v_\lambda}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) v_\lambda + F_\varphi, \\ \frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial p_s u}{\partial \lambda} + \frac{\partial p_s v \cos \varphi}{\partial y} \right) + \frac{\partial p_s \dot{\sigma}}{\partial \sigma} &= 0, \\ \frac{d_\sigma T}{dt} &= \frac{RT}{C_p P_s \sigma} \left[P_s \dot{\sigma} + \sigma \left(\frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial p_s}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial p_s}{\partial \varphi} \right) \right] + \frac{1}{C_p \rho} \varepsilon, \\ \frac{d_\sigma q}{dt} &= \frac{1}{\rho} \varepsilon_n, \quad T = -\frac{\sigma}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \sigma}, \end{aligned} \quad (3.4)$$

где $\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt}$ – аналог вертикальной скорости в σ -системе координат,

$$\frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \sigma \frac{\partial}{\partial \sigma} - \quad (3.5)$$

символ индивидуальной производной в σ -системе координат.

Общая схема интегрирования уравнений моделей общей циркуляции атмосферы

Уравнения (3.2) и (3.4) интегрируются численно. Для этого на сфере вводится система точек: $i = \frac{2\pi}{\Delta \lambda}, j = \frac{\pi}{\Delta \varphi}, K = \frac{p}{\Delta p}, s = \frac{t}{\Delta t}$, где $p = 1000$ гПа, $\Delta \lambda, \Delta \varphi, \Delta p, \Delta t$ – шаги по соответствующим координатам, например, $\Delta \lambda = \Delta \varphi = 2,5^\circ; \Delta p = 100$ гПа.

Вместо непрерывных функций координат u , v , T и т. д. вводится множество значений этих функций в точках пересечения координатных плоскостей (в узлах сетки), например, u_{ijk} , v_{ijk} , T_{ijk} . Далее каждое из уравнений системы (3.2) и (3.4) заменяется конечно-разностным аналогом. Однако предварительно "прогностические" уравнения, т.е. такие, которые содержат производную по времени, переписываются таким образом, чтобы слева оставались частные производные по времени (или вместе с линейными членами). Таким образом, все нелинейные члены переносятся вправо. Например, уравнение притока тепла системы (3.2) переписывается в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left[\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi} + \tau \frac{\partial T}{\partial p} \right] + \frac{RT}{C_p p} \tau + \frac{\varepsilon}{C_p \rho}. \quad (3.6)$$

Обозначим правую часть этого уравнения через f , т.е. примем, что

$$f = - \left[\frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi} + \tau \frac{\partial T}{\partial p} \right] + \frac{RT}{C_p p} \tau + \frac{\varepsilon}{C_p \rho}. \quad (3.7)$$

Тогда получаем

$$\frac{\partial T(\lambda, \varphi, p, t)}{\partial t} = f(\lambda, \varphi, p, t). \quad (3.8)$$

Шаг по времени может быть сделан по какой-либо разностной аппроксимации по времени. Например, по схеме центральных разностей получаем

$$T_{ijk}^{s+1} = T_{ijk}^{s-1} + 2\Delta t f_{ijk}^s. \quad (3.9)$$

Для функции f также делается конечно-разностная аппроксимация, с помощью которой получаются ее значения в точке i, j, k по величинам переменных $u, v, T, \tau, \varepsilon$ в этих же и соседних точках.

Для того, чтобы начать интегрирование по времени, необходимо задать начальные условия для всех величин систем уравнений (3.2) и (3.4), имеющих производные по времени. Т.е. должно быть задано при $t = t_0$, $u = u_0$, $v = v_0$, $T = T_0$, $q = q_0$, где t_0 — начальный отсчет времени интегрирования, а индекс 0 у переменных означает, что переменная относится к этому моменту времени. Интегрирование во времени производится при учете граничных условий. Последние ставятся на нижней и верхней границах атмосферы. Эти условия будут

сформулированы после определения величин F_λ , F_ϕ , ε , ε_n методом параметризации.

Сейчас же подчеркнем, что интегрирование по времени может продолжаться как угодно долго (порядка 100 дней; однако время интегрирования здесь не равно реальному физическому времени, а является фактическим "счетным" временем). Оно – интегрирование – прекращается при достижении некоторого "установившегося" режима, при котором все последующие вычисленные изменения по времени становятся малыми. В таком случае говорится, что в результате длительного времени интегрирования достигнут "режим" системы, который соответствует граничным условиям, сформулированным для определенного времени года (месяц, сезон и т. д.). При этом оказывается несущественным, при каких начальных условиях начинать интегрирование. Например, в качестве начального условия можно принять состояние покоя ($u = v = 0$) и постоянство температуры ($T = 250\text{ K}$).

Параметризация физических процессов подсеточного масштаба

Как уже говорилось, для интегрирования уравнений (3.2) и (3.4) по времени необходимо вычисление на каждом шаге (или с какой-либо периодичностью) величин F_λ , F_ϕ , ε , ε_n . Эти величины являются проявлением физических процессов в атмосфере, океане и на поверхности Земли, имеющих пространственный масштаб, меньше шагов сетки. Если, например, шаг сетки составляет $\Delta x = \Delta y = 500\text{ км}$, то к указанным процессам следует отнести все процессы с горизонтальным масштабом $L < 500\text{ км}$. Ввиду сказанного такие процессы принято называть подсеточными. К числу таких процессов относятся процессы мезомасштаба, некоторые вихревые процессы "средних" масштабов (меньших, чем синоптические), процессы микромасштаба, а также процессы лучистого и фазового теплообмена.

Способы параметризации этих процессов сводятся к описанию их "суммарного" воздействия на крупномасштабные процессы при использовании основных параметров модели, к числу которых относятся значения "основных" величин, входящих в уравнение модели, т.е. величин u , v , T , q в узлах сетки (отсюда и происхождение термина "параметризация"). Различные способы параметризации про-

цессов подсеточного масштаба рассматриваются в курсах "Динамическая метеорология" и "Численные методы прогноза погоды".

Здесь дадим лишь очень краткое описание некоторых из них.

Параметризация мелкомасштабной турбулентности

Мелкомасштабная (микромасштабная) турбулентность проявляется посредством беспорядочных перемещений по разным направлениям элементарных объемов среды в виде небольших вихрей диаметром порядка десятков сантиметров, оси которых могут располагаться произвольным образом, на расстояния порядков метров (до десятков м). Теоретические и эмпирические оценки показывают, что при этом беспорядочные перемещения элементарных объемов по вертикали по своему влиянию на крупномасштабные процессы на два-три порядка превышают соответствующие влияния беспорядочных перемещений по горизонтали. Ввиду этого последними можно пренебречь. А суммарный же эффект беспорядочных движений по вертикали приводит к тому, что их вклад в силу турбулентной вязкости может быть описан с помощью соотношений

$$F_{\lambda}^{(b)} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}, \quad F_{\varphi}^{(b)} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (3.10)$$

влияние беспорядочных движений по вертикали на изменения температуры и удельной влажности выражается в виде

$$\varepsilon_T^b = C_p \rho \frac{\partial}{\partial z} \left[k \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) \right], \quad \varepsilon_{III}^b = \rho \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (3.11)$$

где индекс b сверху относится к беспорядочным движениям по вертикали, $k = k(z)$ – коэффициент турбулентной вязкости, описывающий беспорядочные движения по вертикали, зависящий от высоты, $\gamma_a = \frac{g}{C_p}$ – сухоадиабатический градиент температуры.

Исследования показали, что эффект мелкомасштабной турбулентности существен только в планетарном пограничном слое (ППС), высотой порядка 1 км над земной поверхностью. Выше этого слоя коэффициент турбулентности k близок к нулю, а вертикальные потоки количества движения, тепла и влаги незначительны. Ввиду этого принимается, что вне ППС

$$k \frac{\partial u}{\partial z} \approx 0, \quad k \frac{\partial v}{\partial z} \approx 0, \quad k \frac{\partial T}{\partial z} \approx 0, \quad k \frac{\partial q}{\partial z} \approx 0. \quad (3.12)$$

При этих условиях вычисление величин $F_\lambda, F_\varphi, \varepsilon_T, \varepsilon_{III}$ по (3. 10) – (3. 11) сводится к расчету вертикальных потоков количества движения тепла и влаги, т.е. величин у земной поверхности.

$$\begin{aligned}\tau_z &= -\rho k \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \tau_{z\varphi} = -\rho k \frac{\partial v}{\partial z}, \\ H_z &= -C_p \rho k \frac{\partial T}{\partial z}, \quad Q_z = -\rho k \frac{\partial q}{\partial z}.\end{aligned}\tag{3.13}$$

Для этих величин в моделях ОЦА принимается параметризация вида

$$\begin{aligned}\tau_{s\lambda} &= -\rho_{h_1} C |\vec{v}_{h_1}| u, \quad \tau_{s\varphi} = -\rho_{h_1} C |\vec{v}_{h_1}| v, \\ H_s &= -\rho_{h_1} C |\vec{v}_{h_1}| (T_{h_1} - T_s), \\ Q_s &= -\rho_{h_1} f C |\vec{v}_{h_1}| (q_{h_1} - q_s),\end{aligned}\tag{3.14}$$

где индекс s относится к значениям величин у земной поверхности, $|\vec{v}_{h_1}|$ – модуль горизонтальной скорости ветра на верхней границе внутреннего пограничного слоя h_1 ($h_1 \approx 30$ м), индекс h_1 относится к величинам на этом уровне, C и f – эмпирические коэффициенты.

Параметризация вихревой (среднемасштабной) турбулентности

В отличие от мелкомасштабной турбулентности, этот вид турбулентности описывает действие на крупномасштабные процессы таких вихревых движений, которые не входят ни в крупномасштабные, ни в мелкомасштабные движения. Это движения, масштабы которых $L_M < L < L_{KP}$, где L_M меньше десятков м, а $L_{KP} > \Delta X$, т.е. больше горизонтального шага сетки. В число таких вихревых движений входят, например, движения мезомасштаба, движения в небольших ложбинах и гребнях и пр.

Вклад этих турбулентных движений в изменения крупномасштабных величин скоростей, температуры и влажности описывается с помощью следующих параметризационных соотношений:

$$F_\lambda^\Gamma = k' \Delta u, \quad F_y^\Gamma = k' \Delta v, \quad \varepsilon_T = C_p \rho k' \Delta T, \quad \varepsilon_{III} = \rho k' \Delta q,\tag{3.15}$$

где k' – коэффициент вихревой турбулентности, индекс Γ относится к величинам, описывающим эффект вихревой (горизонтальной) турбулентности, а плоский оператор Лапласа в сферической системе координат выражается в виде

$$\Delta = \frac{1}{a^2} \left[\frac{1}{\cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \right) + \frac{1}{\cos^2 \varphi} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} \right].\tag{3.16}$$

В выражения для F, ε входят коэффициенты k и k' – коэффициенты турбулентности, описывающие процесс турбулентных перемещений по вертикали и горизонтали, соответственно. Сведения относительно определения первого из них можно найти, например, в курсе "Динамическая метеорология". Здесь остановимся на способах определения второго из них, т.е. коэффициента K' , описывающего процесс турбулентного вихревого перемещения частиц по горизонтали. Предложено несколько способов его определения. Остановимся на одном из них, предложенном В.А. Шнайдманом. Последний обосновал следующее выражение для его определения:

$$K_{\Omega} = \gamma L^2 |\Omega|, \quad (3.17)$$

где $|\Omega|$ – модуль вертикальной составляющей вихря скорости, L – минимальная длина волны, которая описывается моделью с горизонтальным шагом Δx (очевидно, что $L = 4\Delta x$).

Совместный эффект мелкомасштабной и вихревой турбулентной вязкости вводится в виде суммы их эффектов, т.е. для учета суммарного эффекта турбулентной вязкости в величинах изменений скоростей, температуры и влажности (притоков тепла и влаги) используются следующие выражения:

$$\begin{cases} F_x = k'\Delta u + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial u}{\partial z}, & F_y = k'\Delta v + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \varepsilon_T = C_p \rho k' \Delta T + C_p \rho \frac{\partial}{\partial z} \left[k \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) \right], \\ \varepsilon_{\text{ИТ}} = \rho k' \Delta q + \rho \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}. \end{cases} \quad (3.18)$$

Параметризация процесса крупномасштабной конденсации

Этот метод параметризации процесса основан на предположении, что скорость конденсации водяного пара m при состоянии насыщения

$$m = -\frac{d\rho_n}{dt}. \quad (3.19)$$

Используя известные соотношения термодинамики для m , можно получить следующее соотношение:

$$m = -\frac{E}{R_n T^2} \left(\frac{L}{R_n T} - 1 \right) \frac{dT}{dt}, \quad (3.20)$$

где R_n – удельная газовая постоянная водяного пара, E – максимальная упругость водяного пара при температуре T , L – удельная теплота парообразования. После некоторых преобразований можно получить

$$m = -\rho \tau F(p, T), \quad (3.21)$$

где

$$\tau = \frac{dp}{dt},$$

$$F(p, T) = \frac{\frac{q_m}{p} \left(\frac{R}{C_p} - \frac{L}{C_p T} \frac{R}{R_n} \right)}{1 + \frac{q_m L (L - R_n T)}{C_p R_n T^2}}.$$

Из основных соотношений термодинамики следует, что

$$\varepsilon_\Phi = L_m \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_\Phi = \frac{1}{C_p \rho} \varepsilon_\Phi, \quad (3.22)$$

где ε_Φ и $\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_\Phi$ – часть притока тепла ε и изменение температуры, обусловленные фазовым теплообменом.

В результате крупномасштабной конденсации выпадают осадки, количество которых за интервал времени $(t_1 - 0)$ в слое атмосферы от $p = 0$ до p вычисляется по формуле А.Ф. Дюбюка

$$\omega = \frac{1}{g} \int_0^{t_1} \int_p^0 \frac{dq_m}{dt} dp dt, \quad (3.23)$$

где

$$\frac{dq_m}{dt} = -\frac{m}{\rho}.$$

Параметризация процесса фазовых превращений влаги при конвекции

Существует несколько способов параметризации этого процесса. Наиболее широкое распространение из них нашли два способа: конвективного приспособления и способ, основанный на гипотезе конвекции, возбудителем которой является атмосферная турбулентность ("условие неустойчивости второго рода"). Описание этого способа можно найти, например, в (Динамика атмосферы, 1983).

Параметризация процессов лучистого теплообмена

Описание метода параметризации этого процесса можно найти во многих источниках, например, в (Белов, 1975). Одним из наиболее широко распространенных способов параметризации этого процесса является способ, основанный на интегрировании функции пропускания. В соответствии с этим способом лучистый приток тепла ε_{λ} определяется следующим образом:

$$\varepsilon_{\lambda} = -\frac{\partial R}{\partial z}, \quad (3.24)$$

где $R = S + G - V$ – радиационный баланс, S_{λ} и G – нисходящие потоки коротковолновой и длинноволновой радиации. Способы расчета этих величин описаны, например, в (Динамика атмосферы, 1983).

Поскольку в уравнения моделей (3.2) и (3.4) входят вертикальные производные R , то необходимо для этой величины задать граничные условия. Это требуется также и для некоторых других величин.

Граничные условия

С помощью интегрирования функций пропускания нисходящий поток коротковолновой (солнечной) радиации S на уровне $Z(W_{\infty})$, где

$$W(z) = \int_0^z \tilde{\rho} dz$$

– масса поглощающих и излучающих веществ в слое от $Z = 0$ до Z , $\tilde{\rho}$ – их плотность, выраженная в виде

$$\rho(W_{\infty}) = S^{\circ}(1 - \tilde{r}) \cos \Theta_0 p_k \left(\frac{\omega_{\infty} - W'}{\cos \Theta_0} \right), \quad (3.25)$$

где Θ_0 – средний за сутки угол наклона солнечных лучей, \tilde{r} – альbedo системы земля – атмосфера, P_k – интегральная функция пропускания для коротковолновой радиации, W' – переменная интегрирования.

Для восходящего потока длинноволновой радиации у земной поверхности имеем

$$U(0) = B(T_s), \quad (3.26)$$

Здесь T_s – температура земной поверхности, $B = \sigma T_s^4$.

Из приведенных соотношений следует, что для определения лучистого притока тепла в данных слоях атмосферы требуется определение величины $s(w_\infty)$, т.е. нисходящего потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы, и величины T_s — температуры подстилающей поверхности, соответствующих периодам года, для которых ставится задача определения ОЦА или климата, например, для января, июля и т. д.

Очевидно, что для определения величины $s(\omega_\infty)$ необходимо задать величины \tilde{r} , $\cos \theta_0$, P_k — соответствующие времени года. Например, величина θ_0 задается, исходя из уравнения для склонения солнца, а \tilde{r} — исходя из площади, занятой снегом и льдом, и т. д.

Для определения же величин $U(0) = B(T_s)$ требуется задание величины T_s . Это может быть сделано различным образом, например, заданием T_s как функции времени и координат или другим образом.

Задание T_s как функции координат и времени возможно лишь в некоторых конкретных географических регионах. Например, в некоторых районах океана температура его поверхности слабо меняется по времени. В этом случае при условии постоянства температуры (в течение заданного отрезка времени) в качестве граничного условия на земной поверхности $z = 0$ используется уравнение теплового баланса поверхности в виде

$$(1-A)S + G - U - H - LE - Q = 0,$$

где $H = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$ — турбулентный поток тепла, E — поток влаги, обусловленный турбулентностью или испарением (конденсацией), Q — поток тепла между поверхностью и глубинными слоями почвы (океана).

В случае континента

$$Q = -\lambda^* \frac{\partial T^*}{\partial z}, \quad (3.28)$$

Тут величины со значком * относятся к их значениям в почве (океане).

Введение новой величины T^* приводит к необходимости введения дополнительных уравнений. Таким уравнением является уравнение теплопроводности.

В конце этого раздела вернемся к граничным условиям движения у земной поверхности. Таким условием является "условие прилипания", которое означает, что при $z = 0$ $u = v = w = 0$. Это последнее условие в σ -системе координат имеет вид: при $\sigma = 1$ (земная поверхность) $\dot{\sigma} = 0$.

3.2. Природа и структура общей циркуляции атмосферы

Рассмотрим вкратце схему общей циркуляции атмосферы. На рис.3.1 представлена осредненная зонально и по времени картина зональной компоненты скорости ветра в координатах широта – высота. В тропосфере в умеренных и высоких широтах преобладают западные ветры, в низких широтах – слабые восточные. Маленькие скорости ветра в тропиках есть следствие формальной операции осреднения пассатной (восточной) и муссонной (западной) систем циркуляции, создающих в разных регионах тропической зоны движения воздуха, направленные в противоположные друг другу стороны (Кислов, 2001). Как видно из рис.3.1, во внетропической стратосфере происходит сезонная перестройка циркуляции – зимние западные потоки уступают место восточным в летний период.

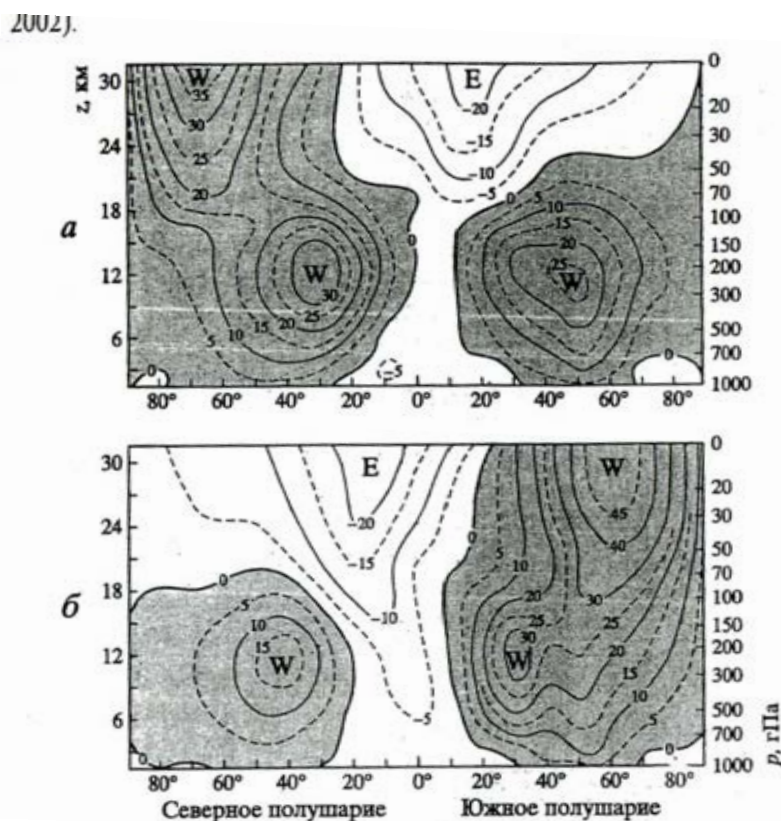


Рис. 3.1. Осредненная зонально и по времени зональная составляющая скорости ветра [u] за декабрь–февраль (а) и июнь–август (б) (Wells, 1977). W, E – области максимальных скоростей западных и восточных ветров

В экваториальной стратосфере отчетливо проявляется квазидвухлетняя цикличность атмосферной циркуляции, открытая в начале

60-х годов (Сидоренков, 2002). Квазидвухлетнюю цикличность зонального ветра в экваториальной атмосфере объясняют взаимодействием волн Кельвина и смешанных Россби – гравитационных волн с зональным ветром в экваториальной стратосфере (Холтон, 1979).

Как известно, крупномасштабные движения во вращающейся атмосфере являются квазистатическими и квазигеострофическими. Составляющие скорости горизонтального ветра легко определяются из геострофического соотношения, которые получаются в результате приравнивания градиента давления и силы Кориолиса (Гилл, 1986):

$$-fv = -\rho^{-1}\partial p/\partial x, \quad fu = \rho^{-1}\partial p/\partial y. \quad (3.29)$$

На изобарической поверхности скорость равна:

$$-fv = -\partial\Phi/\partial x, \quad fu = -\partial\Phi/\partial y. \quad (3.30)$$

С высотой ветер изменяется как по силе, так и направлению, что следует из анализа уравнений термического ветра:

$$f\partial v/\partial z = gT^{-1}(\partial T/\partial x)_p, \quad f\partial u/\partial z = gT^{-1}(\partial T/\partial y)_p. \quad (3.31)$$

Данные соотношения дают связь между градиентом температуры на изобарической поверхности и сдвигом ветра. Если температура уменьшается в направлении полюса, то западные ветры становятся с высотой более сильными (Гилл, 1986).

Следуя работе (Муравьев, 2006), рассмотрим некоторые представления об основных процессах ОЦА, заложенных в работах В. Бьеркнеса и Россби (1930–1940-е гг.). Бьеркнес установил, что зональная циркуляция неустойчива по отношению к малым незональным возмущениям, которые вырастают в синоптические вихри. Россби предположил, что синоптические вихри в сумме, или статистически, могут переносить момент импульса в широтные зоны с наибольшими западными ветрами – струйными течениями, т.е. действовать как отрицательная вязкость, питая осредненную зональную циркуляцию кинетической энергией. Сами синоптические вихри образуются вследствие бароклинной неустойчивости осредненной зональной циркуляции, питаясь ее потенциальной энергией.

Существует удобная синоптическая картина пространственно-временных масштабов атмосферных явлений, составленная Г. Фортагом и модифицированная К. Оямой (Smagorinski, 1982). Упрощенная схема Аракавы учитывает на прямой закона $(-5/3)$ пять основных элементов со следующими характерными пространственно-временными масштабами (Гандин, Дубов, 1968):

- | | |
|--|-------------------------------------|
| 1) облачные конвективные ячейки Бенара | $(10^3 \text{ м}, 10^2 \text{ с});$ |
| 2) конвективные движения, приведенные к кучевой облачности | $(10^4 \text{ м}, 10^3 \text{ с});$ |
| 3) мезомасштабные движения | $(10^5 \text{ м}, 10^4 \text{ с});$ |
| 4) волны Россби масштаба циклонов | $(10^6 \text{ м}, 10^5 \text{ с});$ |
| 5) ультрадлинные волны | $(10^7 \text{ м}, 10^6 \text{ с}).$ |

Классификацию крупномасштабных процессов земной атмосферы можно конкретизировать, используя особенности земной поверхности, понятия энергетических переносов и разных видов неустойчивости (Борисенков, 1969). Согласно (Ван Мигем, 1977), квазигоризонтальные атмосферные движения подразделяются на три класса: 1) квазистационарные планетарные волны, волновые числа $n = 1-4$, длина волн на 45° равна 33000–7000 км. Волны с $n = 2, 3$ наиболее устойчивые, переносят максимальное количество кинетической и потенциальной энергии. При этом волны с $n = 2$ формируются под влиянием географического распределения материков и океанов, а $n = 3$ – под влиянием орографии (распределения основных горных массивов) и неадиабатики, т.е. источников и стоков энергии, порожденных поступлением атмосферного тепла и трением; 2) длинные движущиеся и неустойчивые волны с волновыми числами $n = 5-10$, с длинами 5500–2800 км на широте 45° . При этом волны с $n = 6, 7, 8$ характеризуются возмущениями максимальной скорости роста. Эти волны возникают под влиянием бароклиной неустойчивости циркумполярного потока и ответственны за основные бароклинные процессы в атмосфере: переход доступной потенциальной энергии (ДПЭ) зонального течения в доступную потенциальную энергию вихрей и доступной потенциальной энергии вихрей – в турбулентную кинетическую энергию; 3) быстро движущиеся волновые возмущения умеренных широт с волновыми числами $n > 10$, длина волн на широте 45° меньше 2800 км. Эти короткие и неустойчивые волны являются циклонами и антициклонами (Муравьев, 2006).

Как известно, общая циркуляция атмосферы включает ряд крупномасштабных движений: западный перенос масс воздуха как в тропосфере, так и стратосфере; циркуляцию воздуха в системе внетропических циклонов и антициклонов, оказывающую большое влияние на межширотный воздухообмен; связанную с системой циклонов и антициклонов муссонную циркуляцию.

Параметрами ОЦА служат (Климат России, 2001):

– индексы зональной и меридиональной циркуляции А.Л. Каца;

- индексы Южного и Североатлантического колебаний;
- момент импульса зональных ветров атмосферы;
- параметры центров действия атмосферы (ЦДА) – их координаты и давление в центре;
- повторяемость ЦДА;
- число дней с блокирующими антициклонами, координаты, давление и геопотенциал в их центре;
- параметры планетарной высотной фронтальной зоны;
- положение климатических фронтов.

Авторы (Дмитриев, Белязо, 2006) выделяют доминирующую роль субтропических антициклонов в планетарной динамике атмосферной циркуляции на следующих основаниях:

- субтропические антициклоны Северного и Южного полушарий относятся к наиболее мощным по интенсивности и занимаемой площади барическим образованиям. Они господствуют в широтной зоне от 40° с.ш. до 40° ю.ш. и определяют особенности циркуляции и погоды над этой огромной территорией планеты;
- в отличие от сезонных барических образований, именно субтропические антициклоны существуют в течение круглого года;
- из всех областей высокого давления только субтропические антициклоны имеют столь мощную (до стратосферы) вертикальную структуру развития. Этим они существенно отличаются в энергетическом плане от приземных полярных антициклонов или сибирского антициклона, образующихся за счет отрицательного радиационного баланса при выхолаживании;
- на высоте 10 км субтропические антициклоны Северного и Южного полушарий над Атлантическим и Тихим океанами объединяются в единые экваториальные центры высокого давления;
- субтропические антициклоны формируют крупномасштабные циркуляционные системы в тропосфере, характеризующиеся большой устойчивостью во времени. Они обуславливают воздухообмен между тропическими и умеренными широтами;
- субтропические максимумы ответственны за северо-восточный пассат в Северном полушарии и юго-восточный – в Южном полушарии;
- благодаря субтропическим максимумам и в Северном, и в Южном полушариях в Атлантическом и Тихом океанах возникает гигантская (круговая) система морских течений. В частности, субтропические максимумы давления в значительной мере ответственны за

формирование теплых течений Гольфстрим в Атлантическом океане и Куро-Сио в Тихом;

– в непосредственной зависимости от характера и интенсивности пульсаций субтропических максимумов находится процесс формирования циклонической деятельности в умеренных и полярных широтах Северного и Южного полушарий и т.д.

В синоптической практике наряду с анализом индивидуальных атмосферных процессов успешно используются обобщенные характеристики циркуляции, к которым относятся известная классификация Вангенгейма – Гирса. В ее основе лежат три формы циркуляции: *W*, *E* и *C* (западная, восточная и меридиональная). В этой классификации в качестве количественных характеристик обычно используют число дней с тем или иным типом циркуляции за календарные отрезки времени – месяц, сезон или год (Гирс, 1978).

Для формы *W* характерен слабовозмущенный западно-восточный перенос, в случае *E* и *C* в тропосфере наблюдаются ультрадлинные стационарные волны большой амплитуды.

При форме *E* высотный гребень расположен над Европейской территорией России, а высотные ложбины – над Западной Европой и Западной Сибирью, в случае формы *C* поле противоположно: гребни расположены над Западной Европой и Западной Сибирью, а ложбина – над ЕЧР. При процессах формы *W* отрицательные аномалии температуры и давления наблюдаются в полярных, а положительные – в умеренных и субтропических широтах. При формах *E* и *C* положительные аномалии температуры и давления в среднем отмечаются в гребнях, а отрицательные – в ложбинах (Сидоренков, 1983).

Формирование зональной циркуляции

Главной особенностью движений воздуха в атмосфере (атмосферной циркуляции) является их зональность. В низких широтах ($|\varphi| < 35^\circ$) преобладают ветры с восточной составляющей, а в умеренных и высоких ($|\varphi| > 35^\circ$) господствуют западные ветры.

Согласно (Сидоренков, 2002) природа зональной циркуляции такова: солнечная радиация греет поверхность Земли тем сильнее, чем меньше широта места. От земной поверхности тепло поступает в атмосферу. Тепловой баланс тропосферы положителен в экваториальных и тропических областях, но отрицателен в умеренных и полярных областях, т.е. тропосфера непрерывно подогревается в низких

широтах и охлаждается в высоких. Нагретый воздух имеет меньшую плотность, чем холодный. Поэтому между экватором и полюсами существует градиент плотности. В поле тяжести такое неоднородное по горизонтали распределение плотности вызывает конвективные движения. Воздух под действием архимедовых сил стремится перемешаться так, чтобы уничтожить градиент плотности. Источники же тепла и холода восстанавливают его. В результате конвективные движения в атмосфере непрерывно поддерживаются. Наблюдения показывают, что эти движения осуществляются не в форме замкнутых между экватором и полюсами ячеек циркуляции, а в виде неупорядоченного, хаотического (турбулентного) перемещения крупных воздушных масс в направлении меридиана. Одни воздушные массы, сформировавшиеся в низких широтах, прорываются далеко к полюсу. Другие, возникшие в высоких широтах, проникают далеко в направлении экватора. Характерные горизонтальные размеры этих воздушных масс – элементов макротурбулентного обмена – составляют тысячи километров. Вертикальная протяженность (толщина) их в сотни раз меньше (примерно 10–20 км).

Макротурбулентное перемешивание порождает потоки всех субстанций и физических величин, имеющих отличный от нуля градиент. Эти потоки стремятся уничтожить градиент, т.е. выравнять распределение величин. Наряду с плотностью, температурой, влагой, примесями в атмосфере выравнивается абсолютный момент импульса. При отсутствии перемешивания осевая компонента абсолютного момента импульса единицы массы воздуха l распределена в атмосфере по закону

$$l = \Omega r^2 \sin^2 \theta, \quad (3.32)$$

где Ω – угловая скорость вращения Земли; r – геоцентрическое расстояние; θ – дополнение широты φ до 90° . В результате выравнивания величина l увеличивается в умеренных и высоких широтах ($|\varphi| > 35^\circ$), где $l < \bar{l}$, и уменьшается в низких широтах ($|\varphi| < 35^\circ$), где $l > \bar{l}$. Поскольку Земля вращается с запада на восток как твердое тело, то увеличение момента импульса воздуха проявляется в виде западных ветров, а уменьшение – в виде восточных ветров. На широтах 35° с.ш. и 35° ю.ш. ветер не возникает (теоретически), так как там момент импульса l равен его средней величине ($\bar{l} \approx 2/3 \Omega R^2$), где R – средний радиус Земли. С учетом зональных относительных движений воздуха величина l определяется как

$$l = (\Omega r \sin \theta + u) r \sin \theta, \quad (3.33)$$

где скорость ветра $u > 0$ при $|\varphi| > 35^\circ$ и $u < 0$ при $|\varphi| < 35^\circ$.

В результате макротурбулентного перемешивания атмосферы момент импульса постоянно переносится в направлении его градиента из низких широт в высокие. Из-за этого в низких широтах ($\varphi < 35^\circ$) момент импульса должен непрерывно убывать, а в высоких ($\varphi > 35^\circ$) – расти. В действительности этого, конечно, не наблюдается, так как с появлением ветров сразу же возникают силы трения воздуха о поверхность Земли, т.е. начинается обмен моментом импульса с Землей, появляются вертикальные потоки момента импульса.

В низких широтах тормозятся восточные ветры, т.е. момент импульса течет от Земли к атмосфере, а в высоких широтах – западные, т.е. момент импульса стекает к Земле. Таким образом, момент импульса переносится в атмосфере по траекториям, изображенным на рис. 3.2.

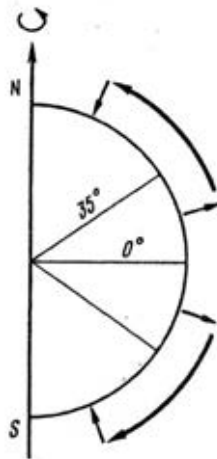


Рис. 3.2. Схема потоков импульса в атмосфере

Для существования стационарного состояния приток момента импульса в зонах восточных ветров должен быть равен стоку момента импульса в зонах западных ветров.

Зоны западных ветров расположены ближе к оси вращения Земли, чем зоны восточных ветров. Из-за этого при одной и той же скорости ветра в зонах момент сил трения восточных ветров больше момента сил трения западных ветров, т.е. в атмосферу притекает момент импульса от Земли больше, чем стекает. Скорости западных ветров из-за этого растут. Они растут до тех пор, пока не выравниваются по абсолютной величине сток и приток момента импульса. Это стационарное состояние достигается только при некоторой накопленной в атмосфере величине момента импульса h_3 , которая отнимается у

Земли. В конечном итоге западные ветры значительно превышают восточные, и в целом атмосфера вращается вокруг полярной оси быстрее Земли, наблюдается суперротация атмосферы.

Циркуляция в меридиональной плоскости представляется с помощью расположения линий функции тока ψ (рис.3.3). В тропических широтах образуется ячейка Гадлея в виде восходящих движений вблизи экватора и нисходящих в более высоких широтах (субтропических). Эта циркуляционная ячейка переносит энергию в тропической атмосфере, в умеренных широтах перенос осуществляется за счет подвижных вихрей.

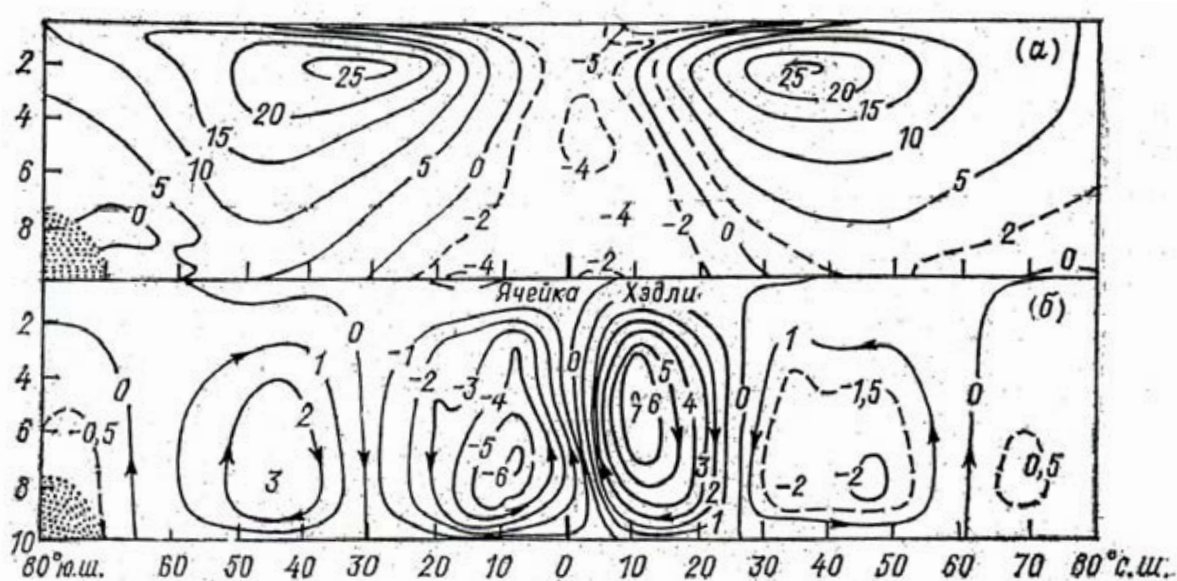


Рис. 3.3. Распределение составляющих общей циркуляции атмосферы:
а) зональная в м/с, б) функция тока меридиональной
циркуляции в 10^{13} г/с (Peixoto, Oort, 1984)

Сложный характер атмосферной циркуляции определяется взаимодействием многих факторов, что приводит к потере гидродинамической устойчивости крупномасштабных движений. Согласно (Дикий, 1976) возникающие в потоке волны могут разрастаться и привести к полному разрушению зональной циркуляции и ее замене возмущенной циклонической циркуляцией. Строгая теория баротропной и бароклинной неустойчивости представлена в вышеупомянутой работе.

Как отмечено в (Кислов, 2001), неоднородности земной поверхности (распределение суши, моря, горных систем) способствуют созданию зон активного перемещения циклонических вихрей. Так, вдоль восточного побережья Азии и северной Америки зимой пролегают пути циклонических серий. Эти возмущения стационарируют в высо-

коширотных регионах, образуя квазипостоянные центры действия, представляющие собой продукт совместного проявления нестационарных волн и стационарных возмущений. Неоднородное распределение на земле моря и суши создает муссонные эффекты.

Сформировавшиеся циклоны распространяются в соответствии с условиями, определяемыми характеристиками среднего потока, существенно модифицируясь в течение своего жизненного цикла. Распространение внетропических циклонов происходит вдоль направлений, определяемых «шторм-треками». В Северном полушарии их положение связано преимущественно с областями максимальной бароклинной неустойчивости среднего потока. В свою очередь, перенос тепла, влаги и импульса вдоль основных шторм-треков усиливает средние движения в атмосфере. При этом, как было установлено в работе (Рудева, 2008), при увеличении интенсивности Исландского минимума и Азорского максимума увеличивается количество глубоких, а значит и «больших» циклонов, распространяющихся от южной оконечности Гренландии на восток вдоль северного побережья Европы. При ослаблении Северо-Атлантического колебания (САК) траектории циклонов, характеризующихся большей интенсивностью, смещаются к югу и проходят вдаль 40–50°с.ш., что приводит к увеличению размеров синоптических образований в этих районах при отрицательных индексах САК. В Тихом океане, где ведущую роль играет Северо-Тихоокеанское колебание (СТК), при усилении Алеутского минимума (и уменьшении индекса СТК) циклоны большего размера перемещаются от Японских островов вдоль течения Куроисио и Северо-Тихоокеанского течения в район Алеутской депрессии. При ослаблении алеутского минимума циклоны большего размера проходят севернее, вдоль северо-западного побережья Тихого океана. Наиболее существенно эта закономерность проявляется в зимний период, когда интенсивность циркуляции увеличивается за счет увеличения температурных градиентов между экватором и полюсом.

Отмечена тенденция уменьшения размеров циклонов в период 1948–2004 гг. на территории Тихого океана и Северной Америки.

Циркуляция в океанах менее изучена, чем в атмосфере. Главной особенностью циркуляции поверхностных вод (до 1500 м) является их антициклональный круговорот в субтропиках. Западная ветвь этой циркуляции представляет собой узкое, прижатое к береговой зоне пограничное течение большой мощности. К течениям такого типа отно-

сятся Гольфстрим, Кuroсио, Бразильское течение. На восточных ветвях интенсификация не происходит (Кислов, 2001).

В последние годы (Добролюбов, Лаппо, 1997) значительное внимание было уделено изучению динамики глобального круговорота («глобального конвейера») в циркуляции океана. Это явление возникает из-за существенных различий в формировании метеорологических и гидрологических условий Тихого и Атлантического океанов. Теплые воды из Тихого и Индийского океанов в поверхностных слоях проникают в Южную Атлантику, огибая Африку, и перемещаются в Северную Атлантику. Глубинные холодные волны движутся в противоположном направлении, завершая гигантский круговорот в течение нескольких сотен лет.

Механизм бароклинной неустойчивости способствует возникновению океанических вихрей, размеры которых на порядок меньше атмосферных. Скорость жизни океанических вихрей может достигать нескольких месяцев.

Параметрами ОЦА служат индексы зональной и меридиональной циркуляции Каца, индексы Южного и Североатлантического колебаний, момент импульса зональных ветров атмосферы, параметры центров действия атмосферы (ЦДА) – их координаты и давление в центре, повторяемость ЦДА, число дней с блокирующими антициклонами, координаты, давление и геопотенциал в их центре, параметры планетарной высотной фронтальной зоны, положение климатических фронтов (Климат России, 2001).

Момент импульса зональных ветров определяется по формуле (Сидоренков, 2002)

$$h = \int_v u R_3 \cos \varphi \rho dv, \quad (3.34)$$

где u – скорость зонального ветра, R_3 – радиус земли, φ – широта, ρ – плотность воздуха, v – объем атмосферы.

Момент импульса зональных ветров h возрастает при усилении западных и ослаблении восточных ветров.

На погодные и климатические особенности Восточной Европы значительно влияют квазипериодные процессы в Атлантическом океане, в частности Северо-Атлантическое колебание (NAO). Его положительная фаза (NAO^+) характеризуется существованием глубокой ложбины над Северной Атлантикой в сочетании с хорошо выраженным субтропическим антициклоном, что усиливает западный перенос. Уменьшение индекса (NAO^-) означает слабость обоих центров

действия и ослабление циркуляции над Восточной Атлантикой (Газина, Клименко, 2008).

Этими же авторами показано, что на всех станциях Восточной Европы (Москва, Санкт-Петербург, Рига, Вильнюс) с продолжительными рядами наблюдений (не менее 250 лет) регистрируются устойчивые температурные ритмы с периодами 4,6; 5,8; 7,8; 12,6 и приблизительно 22 года, что полностью соответствует спектру индекса Северо-Атлантического колебания за этот же промежуток времени. Это обстоятельство служит подтверждением доминирующей роли САК в формировании декадных и субдекадных климатических колебаний в Восточной Европе.

Северо-Атлантическое колебание (САК) – явление крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана, влияющее на характер синоптических процессов и формирование погоды над внеэкваториальными широтами Северного полушария. Это явление может быть описано количественными характеристиками взаимодействия североатлантических центров действия атмосферы (Исландской депрессии и Азорского максимума).

Для вычисления месячных значений индекса САК используется метод, принятый в Центре климатического анализа Мирового метеорологического центра в Вашингтоне (Мониторинг, 2004).

Исходными данными для расчета служат ряды средних месячных величин атмосферного давления на уровне моря в узлах регулярной сетки. Разность нормированных аномалий среднемесячного давления вычислялась по формуле

$$\sigma_{gm} = \frac{P_{gm}^A - \bar{P}_m^A}{\sigma_m^A} - \frac{P_{gm}^U - \bar{P}_m^U}{\sigma_m^U}, \quad (3.35)$$

где P_{gm}^A и P_{gm}^U – фактическое среднемесячное давление воздуха Азорского максимума и Исландского минимума; \bar{P}_m^A и \bar{P}_m^U – средние многолетние величины давления (нормы), рассчитанные для четырех узлов азорского максимума (20, 30° з.д., 35° с.ш. и 20, 30° з.д., 40° с.ш.) и для трех узлов Исландского минимума (10, 20, 30° з.д., 65° с.ш.) на уровне моря; σ_m – стандартное отклонение, вычисляемое по среднемесячным данным (как и норма) за тридцатилетний период 1951–1980 гг., g – год, m – месяц, A и U – Азорские острова и Исландия.

Значение индекса САК рассчитывается по формуле

$$CAK_{gm} = \frac{\sigma_{gm}}{\sigma_m}, \quad (3.36)$$

где σ_m – стандартное отклонение давления, вычисляемое по месяцам за период с 1951 по 1980 гг.

В таблице приводятся значения $\sigma_m \times 10$:

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
σ_m	18	18	19	18	18	17	16	16	18	17	17	18

Высокие значения САК связаны с отклонениями больше нормы интенсивности Исландского минимума и Азорского максимума, что способствует усилению западно-восточного переноса в нижней части тропосферы и приводит к адвекции тепла с Атлантики на континент.

Отмечается также, что САК оказывает заметное влияние на формирование аномалий температуры поверхности Атлантического океана. Так, например, когда Исландский минимум и Азорский максимум хорошо развиты и смещены к северу, то градиенты давления между ними увеличены. Это приводит к усилению выноса холодного сухого воздуха с американского континента и увеличению оттока тепла из океана в атмосферу, что способствует более интенсивному перемешиванию в верхних слоях океана. В результате такого взаимодействия зимой океан охлаждается сильнее (Мониторинг, 2005).

Отклонения от тренда САК хорошо коррелируют ($r = -0,62$) со значениями момента импульса зональных ветров.

Эль-Ниньо – Южное колебание

Явление длительного потепления поверхности вод в центральной и восточной частях Тихого океана и комплекс процессов, его сопровождающих, называются Эль-Ниньо. Термин «Южное колебание» (ЮК) введен Уокером в 1920-е годы. Под ним понимают колебания масс воздуха в субтропической зоне Южного полушария между Тихим и Индийским океанами с характерным временем в несколько лет. При росте (падении) атмосферного давления в центральной и восточной частях тропической зоны Тихого океана наблюдается падение (рост) давления в тропиках Индийского океана, а также в районах Австралии и Индонезии. Для характеристики ЮК наиболее часто используется индекс, учитывающий значения атмосферного давления станций Таити и Дарвин, расположенных вблизи противоположных по знаку центров действия ЮК.

Для расчета индекса, в частности, используется методика, разработанная в Центре климатических анализов Мирового метеороло-

гического центра США, согласно которой вычисляется временной ряд разностей δ_{gm} нормализованных аномалий давления станций Таити и Дарвин. В качестве исходных данных берутся временные ряды средних месячных значений атмосферного давления на уровне моря указанных станций. Формула для величины δ_{gm} имеет вид

$$\delta_{gm} = \left[\frac{P_{gm} - \bar{P}_m}{\varepsilon} \right]_{Ta} - \left[\frac{P_{gm} - \bar{P}_m}{\varepsilon} \right]_{Da}, \quad (3.37)$$

где P_{gm} – фактическое давление; \bar{P}_m – среднее многолетнее значение; ε – стандартное отклонение, вычисленное по всем значениям аномалий давления за период 1951–1980 гг., g и m – год и месяц. Нормы \bar{P}_m вычисляются по средним месячным данным за период 1951–1980 гг. После этого вычисляются значения индекса Южного колебания SOI:

$$SOI = \frac{\delta_{gm}}{\sigma},$$

где σ – стандартное отклонение всех разностей δ_{gm} за период 1951–1980 гг.

В настоящее время имеется непрерывный ряд среднемесячного индекса SOI с 1866 г. по настоящее время.

Установлено, что чем больше (меньше) индекс SOI , тем ниже (выше) температура поверхности океана (ТПО) в восточной и центральной частях Тихого океана, поэтому в явлении ENSO выделяют две крайние фазы: теплую (Эль-Ниньо) при $SOI < 0$ и холодную (Ла-Нинья) при $SOI > 0$. При Эль-Ниньо уровень моря в восточной части Тихого океана примерно на 50 см выше, чем в западной. При Ла-Нинья – картина обратная, т.е. в тропической зоне наблюдаются колебания уровня моря между восточной и западной частями Тихого океана с амплитудой примерно 50 см.

Спектральный анализ длительных рядов индексов SOI с 1866 по 1966 гг. показал, что спектральная плотность SOI достигает максимальных значений в диапазоне периодов 2–7 лет. Исследования указывают на присутствие в спектрах ENSO составляющих кратных не годовому периоду, а примерно периоду Чандлера 1,2 г. и главному периоду вынужденной нутации Земли 18,6 г. (Сидоренков, 2002).

Явление Эль-Ниньо – южное колебание (ЭНЮК) считается одним из важнейших компонентов межгодовой изменчивости глобальной взаимодействующей системы океан – атмосфера, поэтому многие

авторы рассматривали эффект воздействия ЭНЮК на процессы в удаленных районах как тропиков, так и умеренных широт. Программа «Тропический океан – глобальная атмосфера» (ТОГА) была посвящена исследованию влияния термического состояния тропической зоны Тихого океана на глобальные воздушные течения. В результате проведения этой программы (1985–1995 гг.) стали более понятны механизмы влияния явления ЭНЮК на глобальную циркуляцию в тропиках (Гущина, 2003).

Квазидвухлетняя цикличность атмосферной циркуляции

Среди многочисленных несезонных колебаний атмосферной циркуляции квазидвухлетняя цикличность является наиболее стабильной и значимой. Квазидвухлетняя цикличность атмосферы была открыта в начале 60-х годов при изучении циркуляции экваториальной стратосферы. Тогда было установлено, что вблизи экватора в слое от 18 до 35 км направление зонального ветра изменяется с периодом около 26 месяцев. Согласно (Reed, 1964), на фиксированной высоте около 10 месяцев дуют западные ветры, затем около 16 месяцев – восточные ветры и затем цикл повторяется вновь.

Квазидвухлетнюю цикличность зонального ветра в экваториальной атмосфере объясняют взаимодействием волн Кельвина и смешанных Россби-гравитационных волн с зональным ветром в экваториальной стратосфере (Холтон, 1979). Считается, что волны Кельвина, проникая снизу в стратосферу и встречая там зону сдвига западных ветров, поглощаются на уровне, где их фазовая скорость совпадает со скоростью ветра. В результате западный ветер на этой высоте усиливается и уровень поглощения новых волн снижается. Процесс поглощения волн идет непрерывно, поэтому зона западных ветров постепенно опускается вниз до тропопаузы со скоростью примерно 1 км/мес. Когда зона западных ветров расширится до тропопаузы, из-за доплеровского смещения волны Кельвина будут иметь низкие частоты, а смешанные Россби-гравитационные волны – высокие частоты. Поэтому смешанные Россби-гравитационные волны распространяются вверх. На уровне полугодовых колебаний (~ 35 км) волны могут встретить зону сдвига восточных ветров, где они будут поглощаться. В этом случае скорость восточных ветров станет возрастать и начнется непрерывное опускание зоны восточного ветра от 35 км до тропопаузы. Там закончится старый цикл, а на уровне полугодовых

колебаний начнется поглощение волн Кельвина и возникает новый цикл (Сидоренков, 2002).

Недавно в работе (Кулямин, Володин, Дымников, 2009) была рассмотрена проблема моделирования квазидвухлетних колебаний (КДК) зональной скорости ветра в моделях общей циркуляции атмосферы. Для этого специально создана новая версия модели ИВМ РАН $2^\circ \times 2,5 \times 80$ с высоким вертикальным разрешением, с помощью которой исследована возможность реализации механизмов возбуждения КДК от взаимодействия планетарных волн со средним течением и обрушения коротких гравитационных. Были получены реалистичные КДК зонального ветра как результат действия обоих механизмов. При этом обрушение гравитационных волн занимает второстепенную роль в формировании характерного периода колебаний зонального ветра на экваторе и выходит на первый план лишь при больших энергиях мелкомасштабной волновой активности относительно волн планетарного масштаба.

Для количественной оценки характеристики квазидвухлетней цикличности экваториальных ветров Н.С. Сидоренковым предложено использовать значение средней скорости \bar{u} зонального ветра в слое от 19 до 31 км. К настоящему времени в Гидрометцентре России накоплен 48-летний (с 1954 по 2001 гг.) временной ряд средней скорости \bar{u} зонального ветра в экваториальной стратосфере с месячной дискретностью. Анализ результатов статистической обработки этого ряда выявил следующие закономерности. За 1954–2000 гг. произошло 20 циклов средней скорости \bar{u} . Период колебался от 21 месяца в 1972–1973 гг. до 36 месяцев в 1964 – 1966 гг. Средняя длительность цикла за весь интервал составила 28,1 месяца. Скорость зонального ветра варьировала от $-22,5$ м/с в июле 1984 г. до $+18$ м/с в январе 1983 г. Средняя величина скорости \bar{u} за 46 лет составила $-3,8$ м/с, а среднеквадратическое отклонение $-9,3$ м/с (Сидоренков, 2002).

Спектральный анализ выявил гармонику с периодом около 2,3 г. (28 месяцев). Это колебание и называется квазидвухлетней цикличностью. Н.С. Сидоренков на основании данных анализа спектров \bar{u} и координат полюса высказал предположение, что движение полюсов Земли и квазидвухлетняя цикличность ветров в атмосфере, возможно, имеют общий механизм возбуждения, связанный с лунно-солнечными приливами.

Следует отметить, что проявления квазидвухлетней цикличности обнаруживаются в поведении ряда метеорологических параметров (температура, ветер), содержании озона и других примесей во

внетропической атмосфере Северного полушария. Это явление может порождаться по крайней мере двумя линейно независимыми источниками: колебаниями направления и скорости ветра в тропической стратосфере и изменениями циркуляции атмосферы Северного полушария, связанными с Североатлантическим колебанием (Груздев, Безверхний, 2003).

3.3. Долгопериодная изменчивость зональной циркуляции в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария

Интерес к изучению атмосферной циркуляции остается неизменно высоким. Циркуляция атмосферы играет исключительно важную роль в процессах формирования погоды и климата регионов, обеспечивает обмен воздушными массами, перенос тепла, водяного пара, энергии и других субстанций. Сведения о структурных характеристиках, динамике крупномасштабной циркуляции атмосферы необходимы для моделирования климата, прогноза его изменений.

В рамках диагностических исследований в последние годы был получен замечательный результат: низкочастотная изменчивость циркуляции в тропосфере средних широт (изменчивость на временных масштабах больше десяти суток) составляет главную часть суммарной изменчивости атмосферной циркуляции. Важно отметить, что максимумы низкочастотной изменчивости не совпадают географически с максимумами высокочастотной изменчивости и атмосферная циркуляция в областях с максимальной низкочастотной изменчивостью имеет квазибаротропную структуру. Предполагаемыми механизмами здесь могут быть статистические эффекты синоптических процессов, баротропная неустойчивость зонально-несимметричного атмосферного потока, множественность режимов АЦ, существование долгоживущих (устойчивых) решений типа солитонов и модонов, возбуждение процессами на подстилающей поверхности, например, аномалиями температуры поверхности океана и др.

Авторами (Переведенцев, Шанталинский, Исмагилов, 1997, 1999) с использованием ежедневных данных об индексах зональной I_z и меридиональной I_m циркуляции А.Л. Каца за 15-летний период (1976–1990 гг.) изучены пространственно-временные особенности интенсивности и изменчивости крупномасштабной циркуляции атмосферы умеренных широт (35–70° с.ш.) в слое от уров-

ня моря до 10 *гПа*, проявления сопряженности между воздушными переносами отдельных секторов и широтных зон полушария, определены характеристики сезонных и внутрисезонных перестроек стратосферной циркуляции и др. Предпринята попытка увязать крупномасштабные циркуляционные процессы умеренных широт с проявлениями солнечной и геомагнитной активности, фазами квазидвухлетнего цикла (КДЦ) экваториальной стратосферной циркуляции. В этом разделе главное внимание уделено анализу долгопериодной изменчивости зональной циркуляции.

В работе использовались зональные индексы Каца, вычисленные для основных изобарических поверхностей 500, 300, 100, 30 и 10 *гПа* в трех крупных секторах Северного полушария, границы которых совпадают или близки к границам естественных синоптических районов: I сектор (Атлантико-Европейский) – от 45° з.д. до 95° в.д.; II сектор (Азиатский) – от 95° в. д. до 165° з.д.; III сектор (Американский) – от 165 до 45° з.д. Анализ проводился по секторам и широтным зонам 70–50° с.ш. (северная), 50–35° с.ш. (южная).

Для периода 1977–1990 гг. использовались индексы Каца, рассчитанные в Гидрометцентре РФ, для 1976 г. индексы вычислены с использованием полей геопотенциала авторами.

Для изучения связей макроциркуляционных процессов умеренных широт с активностью Солнца и крупномасштабными процессами тропических широт использовались данные о солнечной активности (числа Вольфа), опубликованные в (Логинов и др., 1981). Данные о результирующем переносе в экваториальной стратосфере взяты из бюллетеней мониторинга общей циркуляции атмосферы.

Для исследования изменчивости параметров, характеризующих циркуляцию, вычислялись автокорреляционные функции и автоспектры временных рядов индексов зональной циркуляции Каца. При изучении особенностей взаимодействия исследуемых процессов рассчитывались взаимокорреляционные функции. Колебания, относящиеся к различным частотным полосам, выделялись методами цифровой фильтрации с использованием фильтра Поттера.

Рассмотрим вначале основные закономерности годового хода интенсивности зональной циркуляции. Путем осреднения среднедекадных значений зонального индекса Каца за 15 лет (1976–1990 гг.) был выделен годовой ход индексов в тропосфере и стратосфере для изобарических поверхностей 500, 300, 100, 30 и 10 *гПа* в трех секторах северной и южной широтных зон.

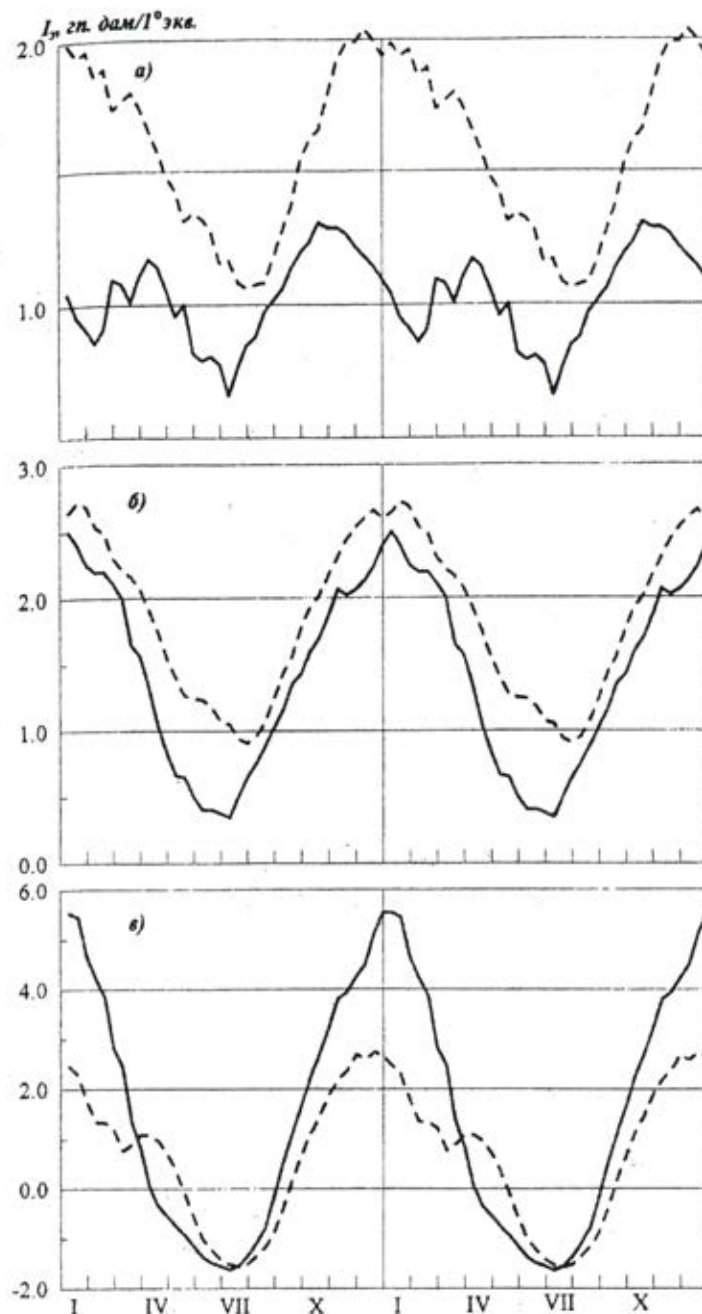


Рис. 3.4. Годовой ход индекса зональной циркуляции Каца на изобарических поверхностях 500 (а), 100 (б) и 10 гПа (в) в северной (сплошная линия) и южной (штриховая линия) зонах Северного полушария

В тропосфере на поверхностях 500 и 300 гПа значения I_z в южной зоне (35–50° с.ш.) больше, чем в северной (50–70° с.ш.). Годовой ход I_z также более четко выражен в южной зоне, где он представляет собой простое временное колебание с максимумом зимой (1 декада декабря) и минимумом летом (3 декада июля). В северной зоне годовой ход I_z более сложный (рис. 3.4 а): наряду с основными

экстремумами, которые наблюдаются несколько раньше, чем в южной зоне (максимум – 2 декада октября, а минимум – 1 декада июля), здесь отмечаются вторичные экстремумы (минимум в феврале, максимум в апреле). Февральский минимум отражает ослабление зонального переноса в результате частой повторяемости в северной зоне блокирующих процессов в конце января и в феврале. Наиболее четко уменьшение значений I_z в феврале выражено во II секторе.

Обнаруживаются весьма заметные различия в годовом ходе индекса зональной циркуляции в зависимости от сектора и широтной зоны.

В I секторе амплитуда годового хода I_z больше в северной зоне, чем в южной: максимум I_z здесь наблюдается раньше, а минимум – позже.

Во II втором секторе в северной зоне промежуточный минимум I_z , превосходящий по величине основной летний, приходится на январь (2-я и 3-я декады). Активные процессы нарушения зональности находят отражение в южной зоне, формируя вторичный минимум в феврале.

В III секторе в южной зоне наблюдается наиболее хорошо выраженный простой годовой ход I_z с максимумом зимой (в декабре) и минимумом в августе. В северной зоне этого сектора максимум годового хода зонального индекса наблюдается в октябре – ноябре, минимум – в конце июня – начале июля. Вторичный минимум наблюдается в январе.

На поверхности 100 гПа, во многом отражающей влияние соседних уровней, расположенных в тропосфере, в южной зоне величина I_z больше, чем в северной (рис. 3.4 б). Однако годовой ход I_z на этой поверхности и в северной, и в южной зонах в целом более сглажен, чем в тропосфере. Максимум интенсивности зонального переноса достигается в конце декабря – начале января, а минимум – в июле.

Наиболее ровный, гладкий годовой ход I_z имеет место в северной зоне I сектора, а во II и III секторах в январе – начале февраля наблюдается ослабление зонального переноса, особенно ярко выраженное в северной зоне II сектора на фоне более низких в этом секторе значений зонального индекса. Подобное ослабление зональной циркуляции отмечается и в ноябре.

В южной зоне годовой ход I_z во всех секторах более ровный, и так же, как в тропосфере, амплитуда годового хода в южной зоне больше, чем в северной.

На вышележащих уровнях стратосферы (поверхности 30 и 10 гПа) годовой ход I_z более сглажен (рис. 3.4 в). На этих поверхностях летом меридиональный градиент геопотенциала меняет знак, в результате

чего здесь устанавливается восточный перенос. В отличие от ниже-расположенных поверхностей 100, 300 и 500 гПа, на уровнях 30 и 10 гПа в южной зоне как значения I_z , так и амплитуда его годового хода заметно меньше, чем в северной, что связано с определяющим влиянием струйного течения «на краю полярной ночи».

Обращает на себя внимание еще одно отличие годового хода зонального индекса циркуляции в стратосфере от тропосферного. Так, вторичные экстремумы, наблюдающиеся в тропосфере северной зоны, в стратосфере ярче выражены в южной, особенно во II и III секторах, где подвижность алеутского максимума приводит к значительному нарушению зональной циркуляции. В целом рассмотренная годовая изменчивость индекса зональной циркуляции обусловлена динамикой термобарических полей в тропосфере и стратосфере.

В дальнейшем статистическому анализу подвергались временные ряды декадных и месячных значений индексов зональной циркуляции Каца, из которых годовой ход был исключен.

Предварительный анализ их показал, что значительная часть дисперсии рядов аномалий индексов зональной циркуляции Каца лежит в низкочастотной области. Поскольку наибольший интерес представляют крупномасштабные процессы, которые дают наибольший вклад в низкочастотную область спектра колебаний, то из исходных рядов были отфильтрованы высокочастотные колебания с периодом менее 6 декад и более детальному анализу подвергались ряды, содержащие колебания в следующих интервалах длин волн: с периодами от 2 до 12 месяцев, от 18 до 36 и более 36 месяцев (более 3 лет). Колебания с периодами более 2 месяцев носят более ярко выраженный глобальный характер и достаточно синфазно проявляют себя в различных секторах полушария в отличие от колебаний с меньшим периодом. Наибольший вклад в общую дисперсию аномалий месячных значений индексов вносят колебания с периодами от 2 до 12 месяцев. Долгопериодные колебания (период более трех лет) в северной и южной зонах полушария вносят приблизительно одинаковый вклад (от 8 до 20%) в общую дисперсию аномалий месячных значений индексов (максимальные значения достигаются на поверхностях 300 и 100 гПа, а также во всем II секторе). Так называемые «квазидвухлетние» колебания (с периодом от 18 до 36 месяцев) вносят больший вклад в общую дисперсию аномалий индексов зональной циркуляции стратосферы северной зоны. Причем максимум дис-

персии аномалий месячных значений индексов здесь наблюдается в I секторе северной зоны, а минимум – в III секторе южной.

В рядах аномалий индексов зональной циркуляции, содержащих колебания от двух месяцев до одного года, с помощью спектрального анализа были выделены следующие циклы.

В тропосфере во всей северной зоне, а также в первом секторе этой зоны обнаружены колебания с периодом τ 6,7 – 9,1 месяцев, в третьем секторе северной зоны и в северной зоне в целом – с периодом 4,3–4,6 месяца и в первом и втором секторах зоны – с $\tau = 2,4 - 2,6$ месяца. В южной зоне максимумы в спектрах выражены гораздо хуже. Лишь в первом и третьем секторах обнаруживаются максимумы в спектрах, соответствующие колебаниям с периодом около 8,3 – 8,7 месяца; во втором секторе для колебаний с периодом 6,4 месяца и на изобарической поверхности 300 гПа в спектре аномалий месячных значений индексов существует максимум для $\tau = 4,4$ месяца.

В нижней стратосфере в северной зоне в целом и в первом и втором секторах северной зоны хорошо выражены два основных максимума в спектре ($\tau = 8,3$ и $4,8 - 4,9$ месяца).

Обращает на себя внимание отсутствие значимых экстремумов в спектре аномалий месячных значений индексов второго сектора на изобарической поверхности 100 гПа. В южной зоне в целом значимых максимумов в спектре не обнаруживается. В первом и третьем секторах южной зоны наблюдается максимум в спектрах вблизи периода 7,4 месяца, а во втором – 9,5 месяца. Кроме того, в спектре аномалий месячных значений индексов первого сектора существует пик вблизи периода 2,7 месяца.

В средней стратосфере в северной зоне выделяются три максимума в спектрах аномалий для колебаний с периодами 8,3; 5,0; 3,6 месяца. Наиболее четко эти колебания проявляют себя в III секторе и хуже всего во II. В южной зоне, как и в остальных рассмотренных выше случаях, экстремумы спектральной плотности выражены слабее. В спектрах аномалий месячных значений индексов южной зоны в целом вообще не прослеживаются значительные максимумы, за исключением колебаний с периодом, близким к 4,6 месяца. В отдельных секторах южной зоны наблюдаются также колебания с периодами 6,1 – 6,2 (II сектор), 2,2 – 2,9 месяца.

Таким образом, изменчивость колебаний аномалий индексов во временном интервале от 2 до 12 месяцев в тропосфере заметно отличается от таковой в стратосфере. В отличие от тропосферы, в страто-

сфере максимумы в спектрах колебаний смещаются в область более низких частот, т. е. колебания в одном и том же интервале частот в тропосфере имеют более короткие временные периоды, чем в стратосфере. Следует также отметить, что в первом и третьем секторах тропосферы и стратосферы колебания имеют одинаковые временные масштабы: 8–9 и 4,5–5,0 месяцев, соответственно.

Анализ изменчивости аномалий индекса зональной циркуляции с периодом более года производился как визуально по графикам отфильтрованных рядов в диапазоне 18 – 36 и более 36 месяцев, так и с помощью взаимных корреляционных функций этих рядов в различных секторах полушария.

Квазидвухлетний компонент (колебания с периодами от 18 до 36 месяцев) изменчивости аномалий индекса циркуляции в исследуемый период проявлял себя в различных секторах полушария следующим образом.

В тропосфере квазидвухлетний компонент не постоянен по фазе и периоду. В северной зоне наиболее тесно связаны квазидвухлетние колебания в I и III секторах (коэффициент корреляции r статистически значим на уровне надежности 95% и составляет 0,51). В южной зоне квазидвухлетние колебания имеют наиболее тесную связь между I и II секторами ($r = 0,68$), в то время как между II и III секторами существует статистически значимая отрицательная корреляция ($r = -0,6$). Квазидвухлетние колебания зональных индексов I и III секторов южной зоны полушария практически не связаны.

В стратосфере связность квазидвухлетних колебаний циркуляционных процессов в различных секторах существенно увеличивается. Особенно четко это проявляется в северной зоне, где на поверхности 100 гПа коэффициенты взаимной корреляции превосходят значения 0,6 – 0,7. В южной зоне на этой поверхности квазидвухлетний компонент значимо связан лишь в первом и втором секторах полушария ($r = -0,78$). На изобарической поверхности 10 гПа его ход еще более согласован. В северной зоне коэффициенты взаимной корреляции колеблются в пределах 0,67 – 0,96, в южной – 0,46 – 0,87, что является статистически значимым на уровне надежности 95%. Наиболее тесно согласованный характер изменений квазидвухлетнего компонента имеется в II и III секторах полушария ($r = 0,96$ в северной и $r = 0,87$ в южной зоне), что, вероятно, связано с изменениями активности и местоположения алеутского стратосферного антициклона, располагающегося на границе этих секторов.

Т а б л и ц а 3.1

Взаимосвязь квазидвухлетнего компонента переноса массы
в экваториальной стратосфере и аномалий месячных значений
индексов зональной циркуляции

Сектор	Поверхность	Северная зона			Южная зона		
		r_{xy}	$l, \text{мес}$	r_{95}	r_{xy}	$l, \text{мес}$	r_{95}
I	500	0,48	6	0,40	-0,60	10	0,40
	300	0,44	5	0,40	-0,46	9	0,40
	100	0,45	3	0,40	-0,69	12	0,40
	30	0,42	2	0,40	0,21	5	0,40
	10	0,50	1	0,40	0,39	3	0,40
II	500	-0,54	1	0,40	-0,52	12	0,41
	300	-0,53	2	0,40	-0,56	13	0,41
	100	0,34	-1	0,39	-0,66	12	0,41
	30	0,57	1	0,39	-0,19	9	0,41
	10	0,62	1	0,39	0,31	6	0,40
III	500	0,14	16	0,41	-0,14	3	0,40
	300	0,10	15	0,40	-0,30	2	0,41
	100	0,32	2	0,41	-0,44	12	0,40
	30	0,49	2	0,39	0,52	7	0,40
	10	0,63	1,2	0,39	0,45	5	0,40
Зона	500	0,39	12	0,40	-0,55	11	0,41
в	300	0,33	13	0,40	-0,46	11	0,40
целом	100	0,38	1	0,39	-0,78	12	0,41
	30	0,52	2	0,40	0,28	6	0,41
	10	0,63	1	0,39	0,43	5	0,40

Интересно рассмотреть связи квазидвухлетних колебаний циркуляционных процессов внетропических широт и квазидвухлетних колебаний циркуляции экваториальной стратосферы. Наиболее значимые максимумы взаимных корреляционных функций (r_{xy}) квазидвухлетнего компонента переноса массы в экваториальной стратосфере и аномалий месячных значений индексов зональной циркуляции представлены в табл. 3.2. Там же представлены сдвиги l , на которых наблюдаются максимумы r_{xy} и значения взаимокорреляционных функций, определяемые на уровне надежности 95% (r_{95}). Из данных таблицы видно, что наиболее тесные связи наблюдаются между переносом массы в экваториальной стратосфере и аномалиями индексов в стратосфере северной зоны, где реакция циркуляционных процессов умеренных широт запаздывает относительно начала нового квазидвухлетнего

Т а б л и ц а 3.2

Характеристики тренда низкочастотного компонента аномалий
месячных значений индексов зональной циркуляции

Сектор	Поверхность	Северная зона			Южная зона		
		a	Pa	R ²	a	Pa	R ²
I	500	0,0008	0,0000	0,17	-0,0003	0,000	0,10
	300	0,0009	0,0000	0,16	-0,0007	0,000	0,25
	100	0,0017	0,0000	0,23	-0,0008	0,000	0,41
	30	0,0020	0,0000	0,14	-0,0007	0,000	0,14
	10	0,0022	0,0000	0,15	-0,0004	0,031	0,01
II	500	0,0013	0,0000	0,36	-0,0010	0,000	0,20
	300	0,0017	0,0000	0,33	-0,0020	0,000	0,31
	100	0,0026	0,0000	0,34	-0,0017	0,000	0,36
	30	0,0032	0,0000	0,28	-0,0012	0,000	0,27
	10	0,0034	0,0000	0,27	-0,0009	0,001	0,06
III	500	0,0013	0,0000	0,52	-0,0002	0,044	0,01
	300	0,0018	0,0000	0,53	-0,0003	0,010	0,05
	100	0,0026	0,0000	0,47	-0,0003	0,002	0,06
	30	0,0028	0,0000	0,36	-0,0001	0,740	0,00
	10	0,0025	0,0000	0,27	-0,0001	0,658	0,00
Зона в целом	500	0,0011	0,0000	0,46	-0,0005	0,000	0,25
	300	0,0015	0,0000	0,44	-0,0010	0,000	0,40
	100	0,0023	0,0000	0,37	-0,0007	0,000	0,45
	30	0,0026	0,0000	0,27	-0,0006	0,000	0,18
	10	0,0027	0,0000	0,25	-0,0004	0,045	0,01

П р и м е ч а н и е: a – коэффициент наклона, $гп. \text{ дам}/1^\circ \text{ экв}$; Pa – доверительная вероятность; R^2 – коэффициент детерминации

цикла в экваториальных широтах на 1 – 2 месяца. В южной зоне лишь в III секторе полушария наблюдаются статистически значимые коэффициенты взаимной корреляции, однако максимумы взаимокорреляционных функций имеют место при $l \cong 5 - 7$ месяцев. Обращает на себя внимание значимая отрицательная корреляция между переносом массы в экваториальной стратосфере и аномалиями индексов зональной циркуляции в слое атмосферы 500 – 100 $гПа$ южной зоны. Все это свидетельствует о сложном взаимодействии циркуляционных процессов внетропических и экваториальных широт различных слоев атмосферы на временных интервалах более года. Подтверждением этого служит динамика наиболее

долгопериодных колебаний (с периодом более 36 месяцев), в дальнейшем называемая низкочастотным компонентом.

В рядах низкочастотного компонента аномалий месячных значений индексов методом наименьших квадратов выделялся линейный тренд. Из данных табл. 3.2 видно, что с 1976 по 1990 гг. во всей северной зоне полушария наблюдался существенный положительный, в южной зоне хоть и меньший по величине и по вкладу в дисперсию низкочастотного компонента аномалий индексов, но статистически значимый для всех изобарических поверхностей отрицательный тренд. Таким образом, в исследуемый период в тропосфере и нижней половине стратосферы в северной зоне умеренных широт Северного полушария интенсивность зонального переноса в целом усиливалась, а в южной – ослабевала.

В начале исследуемого периода наблюдался минимум активности Солнца и начался очередной 21-й солнечный цикл. Ход низкочастотного компонента аномалий зонального индекса циркуляции на поверхности 10 гПа также показывает увеличение аномалий зональных индексов до 1982 г., а затем их уменьшение. Расчет взаимных корреляционных функций долгопериодных компонентов ($\tau > 36$ мес) чисел Вольфа и аномалий зональных индексов циркуляции показал, что в северной зоне во всех секторах и на всех исследуемых изобарических поверхностях, кроме тропосферы в III секторе, имеет место статистически значимая на уровне надежности 95 % существенная положительная корреляция. Максимальные значения взаимокорреляционных функций в стратосфере I и III секторов достигаются при запаздывании 6–7 месяцев. В стратосфере II сектора связи наиболее тесные ($r > 0,8$) и синхронные.

В южной зоне связь макроциркуляционных процессов в тропосфере и стратосфере с солнечной активностью не проявляет себя так ярко, как в северной. В тропосфере I и II секторов наблюдается отрицательная корреляция на 5% уровне значимости при сдвигах около 6–9 месяцев. В стратосфере определенные связи практически не прослеживаются, а на изобарической поверхности 10 гПа во II секторе коэффициент взаимной корреляции составил 0,71 при отрицательном сдвиге 6 месяцев. Таким образом, наиболее резко влияние солнечной активности проявляет себя в стратосфере северной зоны полушария.

Ход низкочастотного компонента аномалий индексов зональной циркуляции в северной и южной зонах Северного полушария не оди-

наков. В начале исследуемого периода первый максимум наблюдается раньше в южной зоне (сдвиг 17 – 18 месяцев), затем ход низкочастотного компонента в южной и северной зонах становится синхронным и пара следующих экстремумов (максимум зимой 1982/1983 г. и минимум зимой – весной 1985 г.) отмечаются почти одновременно, после чего ход низкочастотного компонента аномалий индексов в обеих зонах становится практически противофазным.

Такова общая картина, но в каждом из секторов той или иной зоны имеются свои особенности. Если в первом секторе северной зоны преобладают колебания низкочастотного компонента аномалий индексов зональной циркуляции с периодом 90 мес., то в южной – с периодом 45 мес. (3,5 года). Во втором секторе ход его низкочастотного компонента в северной и южной зонах наиболее аналогичен. В третьем в первой половине исследуемого периода изменения низкочастотного компонента в южной зоне наблюдаются раньше, чем в северной, а после 1985 г. колебания низкочастотного компонента в обеих зонах практически синфазны, только амплитуда колебаний несколько меньше в южной зоне.

Поскольку взаимосвязь между крупномасштабными циркуляционными процессами на изобарических поверхностях 10 и 30 гПа очень тесная, то динамика низкочастотного компонента аномалий индексов циркуляции на поверхности 30 гПа, за исключением нескольких мелких деталей, практически та же, что и на расположенном выше уровне. На изобарической поверхности 100 гПа его ход за исследуемый период отражает черты как ниже-, так и вышележащих уровней.

Представленный анализ свидетельствует о сложных макроциркуляционных процессах в тропосфере и стратосфере в широком диапазоне частот, о влиянии солнечной активности и КДЦ зонального ветра в экваториальной стратосфере на динамику умеренных широт. Однако более интересной и физически богатой картина становится в периоды зимних стратосферных потеплений и сезонных перестроек циркуляции в стратосфере, что позволяет проследить за взаимодействием макропроцессов по горизонтали и по вертикали, увязать их с энергетикой и волновой активностью атмосферы.

В результате исследования особенностей структуры и взаимосвязей зимних макроциркуляционных процессов в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария с использованием ежедневных индексов циркуляции Каца установлено следующее.

1. Зональные индексы Каца адекватно отражают крупномасштабные аномалии циркуляционных процессов стратосферы в трех естественных синоптических районах умеренных широт Северного полушария. В исследуемый период с 1976 по 1990 гг. все значительные изменения характера циркуляции в тропосфере и стратосфере нашли свое отражение в ходе аномалий зонального индекса циркуляции. Таким образом, аномалии зонального индекса циркуляции позволяют уверенно распознавать особенности макроциркуляционных процессов тропосферы и стратосферы умеренных широт.

2. Наибольшей изменчивостью в трех секторах широтной зоны $70 - 50^\circ$ с.ш. отличаются циркуляционные процессы второй половины холодного периода (декабрь – март) и в III (Американском) секторе широтной зоны. В дисперсию рядов нормированных аномалий ежедневных индексов циркуляции различных секторов полушария наибольший вклад вносят колебания с периодами более 10 дней.

3. Расчет меры устойчивости зональных процессов радиуса временной корреляции (интервал времени, в течение которого значения автокорреляционных функций нормированных аномалий индекса I_3 убывают до 0,5) показал, что его наибольшие значения наблюдаются в стратосфере во время сильных стратосферных потеплений, когда он в отдельных секторах зоны превышает 20 дней. В тропосфере радиус корреляции заметно меньше, но в сезоны, когда перестройка циркуляции, связанная со стратосферными потеплениями, охватывает значительные толщи тропосферы и стратосферы, величина радиуса корреляции также увеличивается. В тропосфере радиус корреляции в среднем равен 2–5 дням, а в стратосфере – 4–9 дням. В среднем за исследуемый период наибольшая устойчивость нормированных аномалий зонального индекса отмечается в тропосфере и стратосфере во II секторе, а наименьшая – в I.

4. Наиболее тесно циркуляционные процессы взаимосвязаны на соседних уровнях тропосферы и стратосферы. При переходе из тропосферы в стратосферу связи ослабевают, но для соседних изобарических поверхностей (300–100 и 100–30 гПа) остаются весьма существенными особенно в низкочастотной области ($\tau = 0,70 - 0,90$).

5. Колебания зонального переноса в тропосфере и стратосфере с периодами от 10 до 30 дней в основном передаются из тропосферы в стратосферу (максимумы взаимных корреляционных функций располагаются на положительных сдвигах 1 или 2 дня), в то время как в низкочастотной области часто наблюдается компенсационный механизм,

в одних секторах максимальные значения взаимных корреляционных функций наблюдаются при положительных сдвигах, а в других, наоборот, стратосферные процессы опережают тропосферные. В течение зимнего сезона характер взаимосвязей тропосферных и стратосферных крупномасштабных циркуляционных процессов может неоднократно меняться.

С помощью индексов зональной циркуляции в (Переведенцев, Исмагилов, Шанталинский, 1999) выявлены особенности сезонных перестроек стратосферной циркуляции в отдельных секторах и широтных зонах Северного полушария на изобарической поверхности 30 и 10 гПа. Оказалось, что на сроки установления восточных летних потоков в стратосфере оказывают влияние сильные зимние стратосферные потепления высоких широт и фазы квазидвухлетней цикличности циркуляции в экваториальной стратосфере. Так, весенние перестройки циркуляции при осуществлении сильного стратосферного потепления в зимний период происходят в более ранние сроки при западной фазе КДЦ и запаздывают при восточной фазе.

Возможно также влияние долгопериодных колебаний солнечной и геомагнитной активности на характер сезонных перестроек стратосферной циркуляции.

3.4. Центры действия атмосферы

Атмосферная циркуляция играет исключительно важную роль в процессах формирования погоды и климата регионов, обеспечивает обмен воздушными массами, перенос тепла, водяного пара, энергии и других субстанций. Макромасштабными компонентами общей циркуляции атмосферы (ОЦА) являются западные ветры умеренных широт, пассаты, муссоны, струйные течения, длинные волны, циклоны, антициклоны и др.

В синоптической практике наряду с анализом индивидуальных атмосферных процессов успешно используются обобщенные характеристики циркуляции, к которым относится известная классификация Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса. В ее основе лежат три формы циркуляции: *W*, *E* и *S* (западная, восточная и меридиональная). В этой классификации в качестве количественных характеристик обычно используют число дней с тем или иным типом циркуляции за календарные отрезки времени – месяц, сезон или год [Гирс, 1978].

В работе в качестве индексов циркуляции рассматривались среднемесячные характеристики центров действия атмосферы (ЦДА) за 1891–1990 гг., индексы циркуляции Каца (1977–1990 гг.), формы циркуляции Вангенгейма – Гирса. Центры действия атмосферы характеризовались среднемесячными значениями давления на уровне моря в области стационарирования основных центров действия (исландский минимум и азорский максимум в Атлантике, алеутский минимум и гонолульский максимум в Тихом океане) и их географическими координатами (φ – широта, λ – долгота). Данные о параметрах ЦДА с 1891 по 1984 гг. были взяты из каталога параметров атмосферной циркуляции, а за последующие годы – из бюллетеней "Мониторинг общей циркуляции атмосферы".

В связи с большим влиянием ЦДА на погодные условия и климат, им посвящено достаточно большое количество работ, краткий обзор которых содержится в (Мартынова, 1990). Однако следует заметить, что выводы авторов не всегда согласуются, что скорее всего объясняется различными периодами выборки. Предпринимались также попытки использовать ЦДА для прогноза крупных аномалий температуры воздуха.

В данной работе вычислялись многолетние среднемесячные значения параметров ЦДА и индексов циркуляции (климатические нормы), их аномалии Δ , среднеквадратические отклонения σ и коэффициенты корреляции r . Чтобы проследить за временной изменчивостью характеристик ЦДА, дополнительно проводились расчеты по периодам: 1901–1930, 1931–1960, 1961–1990 гг. Эти 30-летние периоды рекомендуются ВМО для определения климатических параметров. Среди аномалий выделялись крупные, которые по величине превосходили σ , и очень крупные – более 2σ . Тем самым выявлялись годы с экстремальными значениями параметров.

В табл. 3.3 представлен ряд средних климатических характеристик атлантической и тихоокеанской циркуляционных пар. Дадим краткий анализ статистическим характеристикам ЦДА.

Исландский минимум. По многолетним данным (1891–1990 гг.), средняя широта меняется от 58° (май) до 64° с. ш. (август), т.е. перемещение вдоль меридиана в течение года составляет лишь 6° . Однако в отдельные годы рассматриваемого периода миграция центра более значительна: зафиксированы крайние положения центра – 37° с. ш. (апрель) и 80° с. ш. (август). Для характеристики межгодовой изменчивости колебаний широты рассчитывались среднеквадратические

отклонения σ_φ . Наибольшая изменчивость широты отмечалась в феврале ($\sigma_\varphi = 8^\circ$), наиболее стабильным оказался июль ($\sigma_\varphi = 3,7^\circ$). Расчет характеристик по 30-летним периодам показал, что в целом в начале века (1901–1930 гг.) исландский минимум располагался севернее, чем в последующие тридцатилетия.

Изменения положения по широте более заметны: в летний период отмечается наибольшее смещение на запад – до 46° з. д. (июнь), зимой исландский минимум ближе к материку (24° з. д. в декабре). Экстремальное смещение на запад – до 98° з. д. (август), на восток – до 47° в. д. (январь).

Азорский максимум. В среднем многолетнем плане широта азорского антициклона меняется от 33° (июль) до 36° с. ш. (февраль). Наиболее неустойчивое положение отмечается в феврале, когда $\sigma_\varphi = 9,3^\circ$, в августе картина обратная – $\sigma_\varphi = 3,1^\circ$. В отдельные годы антициклон может достигать 60° с. ш. (февраль), крайнее южное положение – 18° с. ш. (октябрь). Смещения вдоль широтного круга в среднем таковы: от 19° з. д. (январь) до 37° з. д. (июль). Величина σ_φ меняется от $5,1^\circ$ (июль) до $17,6^\circ$ (январь). Если рассматривать географические координаты азорского максимума по тридцатилетиям, то выявляется тенденция его смещения к северу, т.е. центры действия в Атлантике сближаются.

Между исландским минимумом и азорским максимумом существуют заметные различия во временном ходе давления в центре. Так, в исландской депрессии интенсивность p меняется в течение года просто – максимум в июле (1009 гПа), а минимум в январе (994 гПа). Величина σ_p также имеет ровный (обратный величине p) годовой ход, меняясь от 2,6 (июль) до 6,2 гПа (январь). В отдельные годы давление достигает 1017 гПа (май), самая низкая отметка 975 гПа (январь). Амплитуда годовых колебаний по средним многолетним данным составляет 15 гПа. В долговременном плане просматривается тенденция к углублению исландского минимума.

В азорском антициклоне годовой ход интенсивности более сложен, на кривой хода давления выделяются два максимума и два минимума. Наибольшие значения давления бывают в июле (1025 гПа), январе (1024 гПа); минимальные значения приходятся на октябрь (1020 гПа) и апрель (1021 гПа). Величина σ_p меняется от 1,8 (июль) до 4,7 гПа (январь). Отмечается усиление азорского антициклона в последнее тридцатилетие (1961–1990 гг.).

Разность давления между рассматриваемыми центрами действия атмосферы (индекс Россби) испытывает большие колебания. Средне-многолетняя величина Δp достигает максимума в январе (30 гПа), минимум отмечается в июне (16 гПа). Максимальное значение $\Delta p = 51$ гПа зафиксировано в феврале 1990 г., минимальное значение 4,5 гПа – в мае 1954 г. Таким образом, интенсивность зональной циркуляции колеблется в весьма широком диапазоне. В целом же просматривается тенденция к усилению зональной циркуляции в связи с отмеченными выше особенностями в поведении ЦДА.

Интересно отметить, что знак коэффициента корреляции, рассчитанного между среднемесячными значениями давления в ЦДА, отрицателен во всех случаях, что свидетельствует о противоположном характере изменения давления в центрах действия атмосферы (североатлантическое колебание). Причем связи более тесные в первом полугодии и сильно ослаблены во втором.

В принципе это не противоречит сложившимся представлениям о том, что между циркуляционными процессами различных районов существует тесная связь. Вместе с тем для получения корректных выводов необходимо учитывать время года. Так, для января величина r оказалась максимальной (-0,38). Авторы (Наумов, Кудисова, 1985) также пришли в аналогичному выводу, анализируя статистические связи между циклоничностью различных регионов Северного полушария в период 1949–1973 гг. При аномальном развитии циклоничности в исландском ЦДА происходит усиление антициклоничности в азорском ЦДА, т.е. углубление исландского минимума сопровождается, как правило, усилением азорского максимума.

Уместно отметить, что при высоком значении индекса североатлантического колебания исландский минимум и азорский максимум хорошо развиты и смещены к северу, градиенты давления между ними увеличены. Это приводит к усилению выноса холодного сухого воздуха с Американского континента, увеличению потоков тепла из океана в атмосферу, более интенсивному перемешиванию в верхних слоях океана и в результате – к сильному охлаждению океана зимой. Это наглядный пример комплексного взаимодействия климатической системы атмосфера – океан – суша.

Перейдем к рассмотрению тихоокеанской циркуляционной пары.

Алеутский минимум. Средняя широта депрессии меняется от 50° (февраль) до 60° с. ш. (август), т.е. смещение с юга на север в течение года составляет 10°. В отдельные годы алеутский центр

действия атмосферы смещается летом до широты 75° , а зимой опускается до 31° параллели. Межгодовая изменчивость широты, судя по значениям σ_φ , составляет $4\text{--}5^\circ$ (от месяца к месяцу она меняется незначительно).

В среднем многолетнем плане долготные колебания алеутского минимума не столь велики, правда, в отдельные годы смещения вдоль широтного круга весьма значительны (от 128° в. д. в июне до 131° з. д. в марте).

Интенсивность алеутской депрессии имеет хорошо выраженный годовой ход – минимум давления по многолетним среднемесячным данным наблюдается в январе (997 гПа), максимум – в июне (1010 гПа). Зимой отмечается максимум величины σ_p , характеризующей межгодовую изменчивость давления, летом – минимум. Так, в январе $\sigma_p = 7,2 \text{ гПа}$, в июне $\sigma_p = 2,9 \text{ гПа}$. Зафиксирован среднемесячный максимум давления в декабре (1019 гПа), минимальное среднеянварское значение давления 982 гПа .

Гонолульский максимум. Широтные колебания этого центра высокого давления в субтропическом поясе, по средним многолетним данным, происходят в диапазоне от 30° (февраль) до 38° с. ш. (июль). Максимальная межгодовая изменчивость широты отмечается в январе ($\sigma_\varphi = 6,8^\circ$), минимальная – в июле ($\sigma_\varphi = 3,5^\circ$). В отдельные годы гонолульский максимум от своего среднего положения может смещаться на север до 53° , а на юг – до 8° с. ш. Долгота центра может меняться от 111° з. д. до 133° в. д. В январе $\sigma_\lambda = 24^\circ$, в июне – 6° , т.е. летом положение гонолульского максимума более стабильное. Давление в центре (климатическая норма) достигает максимума в июле (1026 гПа), минимум наблюдается в октябре (1020 гПа). Величина σ_p колеблется от 2,5 (октябрь) до 4,2 гПа (июль). Среднемесячное давление может составить в июле 1033 гПа , в октябре – 1013 гПа (минимум).

Разность давления между центрами тихоокеанской пары изменяется в пределах от 13 (июнь) до 25 гПа (январь). В отдельные годы она может колебаться от 4 (май) до 45 гПа (март). Рассмотрение характеристик тихоокеанской пары, осредненных по 30-летним периодам, показало, в частности, что существует четко выраженная тенденция уменьшения давления со временем. Так, во все месяцы периода 1931–1960 гг. давление в центре депрессии было ниже, чем в период 1901–1930 гг., а в заключительную тридцатилетку (1961–1990 гг.)

Т а б л и ц а 3.3

**Средние многолетние характеристики атлантической и тихоокеанской циркуляционных пар
ЦДА (1891–1990 гг.)**

Месяц	Среднее положение, исландский минимум, °		P $гПа$	Среднее положение, азорский максимум, °		P $гПа$	Δp $гПа$	r	Среднее положение, алеутский минимум, °		p $гПа$	Среднее положение, гонолульский максимум, °		P $гПа$	Δp $гПа$	r
	с.ш.	з.д.		с. ш..	з.д.				С..ш.	з.д.		с. ш.	з.д.			
I	62	27	994	35	19	1024	30	-0,38	50	179 з.	997	30	145	1021	24	-0,04
II	60	29	996	36	21	1024	28	-0,27	50	180 з.	998	30	142	1021	23	0,11
III	59	31	1000	35	29	1022	22	-0,33	51	173 в.	1001	33	143	1022	21	0,11
IV	61	28	1005	34	30	1022	17	-0,04	56	176 з.	1005	35	147	1022	17	0,18
V	58	34	1007	34	33	1023	16	-0,33	55	174 з.	1007	34	145	1022	15	-0,01
VI	61	46	1009	34	34	1024	15	-0,30	58	170 з.	1010	36	143	1023	13	-0,07
VII	63	39	1009	34	37	1025	16	-0,18	-	-	-	38	148	1026	-	-
VIII	64	25	1007	35	36	1023	16	-0,12	60	177 в.	1009	38	147	1024	15	0,19
IX	64	26	1004	36	31	1022	18	-0,18	58	173 з.	1006	37	145	1022	16	-0,19
X	62	28	1000	35	34	1020	20	-0,26	57	175 з.	1002	34	148	1020	18	-0,14
XI	62	24	998	35	30	1022	24	-0,11	54	176 з.	1000	33	143	1021	21	0,26
XII	63	24	999	34	26	1024	25	-0,06	53	173 з.	999	31	141	1022	23	0,04

П р и м е ч а н и е: p – давление, Δp – разность давления между азорским (гонолульским) максимумом и исландским (алеутским) минимумом, r – коэффициент корреляции между среднемесячными значениями давления в азорском (гонолульском) и исландском (алеутском) ЦДА (объем выборки от 87 до 98).

в большинстве месяцев оно было ниже, чем в предшествующий период. В гонолульском ЦДА, наоборот, давление со временем возрастало. Таким образом, происходило увеличение барического градиента в северотихоокеанском регионе, что способствовало усилению интенсивности зональной циркуляции.

Была предпринята попытка поиска синхронных корреляционных связей между среднемесячными характеристиками (интенсивность, географические координаты) ЦДА. Связь между рассмотренными параметрами оказалась слабой, коэффициент корреляции в редких случаях превышал 0,3. Так, корреляционные связи между значениями давления в центрах тихоокеанской пары оказались заметно слабее, чем в атлантической циркуляционной паре. Статистические связи между координатами географического положения этой пары также несущественны. Лишь в июне коэффициент корреляции между значениями широт достигает 0,29; в феврале между значениями долгот он равен 0,34.

Коэффициент корреляции между давлением в центрах алеутского и исландского минимумов достигает своего наибольшего значения в августе (0,34), а коэффициент корреляции между значениями широт – в мае (0,35). Корреляционные связи между параметрами азорского и гонолульского максимумов оказались еще слабее (r во всех случаях не превосходит 0,24). Однако при переходе к временным интервалам 1901–1930, 1931–1960, 1961–1990 гг. рассчитанные коэффициенты корреляции существенно возросли и в ряде случаев превысили значение 0,5. Например, в мае (1931–1960 гг.) коэффициент корреляции между интенсивностью в азорском и исландском ЦДА составил -0,64. Причем величины коэффициентов корреляции неустойчивы, они могут меняться в широких пределах от одного тридцатилетия к другому.

Представляет интерес оценка влияния центров действия атмосферы на погодные явления в локальном пункте (для примера была взята среднемесячная температура Казани в 1891–1990 гг.). Наибольшие по абсолютной величине значения коэффициента корреляции между параметрами исландского минимума и температурой Казани таковы: $r(t, p) = -0,34$ (январь), $r(t, \varphi) = 0,30$ (март), $r(t, \lambda) = -0,36$ (октябрь). С азорским максимумом связи также не очень тесные: $r(t, p) = 0,30$ (март), $r(t, p) = 0,36$ (октябрь), $r(t, \varphi) = 0,33$ (июль), $r(t, \lambda) = -0,25$ (июнь). Несмотря на невысокие числовые значения ко-

эффициентов корреляции, их знаки указывают на физический смысл обнаруженных статистических связей.

С целью обнаружения скрытых периодичностей в рядах средних месячных и годовых значений давления в центрах действия атмосферы применялся спектральный анализ. Для интенсивности ЦДА характерны спектральные пики с периодами, достаточно близкими по своей продолжительности к известным периодичностям в рядах макроциркуляционных, океанических и географических характеристик. Причем у тихоокеанской пары более сходные результаты.

В табл. 3.4 представлены средние многолетние значения индексов циркуляции Каца для центральных месяцев сезонов для атлантико-европейского сектора широтной зоны 70–35° с.ш.

Как видно из табл. 3.4, четко прослеживаются годовой ход интенсивности циркуляции, рост индексов с высотой в холодный период и обращение стратосферной циркуляции в летний период.

Т а б л и ц а 3.4

Многолетние средние месячные значения индексов зональной циркуляции $I_3 \cdot 10^{-2}$ ($\partial am/1^\circ$ экватора)

Поверхность, гПа Земля	Месяцы			
	I	IV	VII	X
	37,7	4,3	-0,7	27,8
500	142,0	123,9	88,2	135,5
300	203,4	183,4	147,3	196,0
100	253,1	131,5	82,4	163,0
30	347,8	40,3	-98,3	138,4
10	497,7	43,3	-160,4	241,0

С целью выявления статистических связей между характеристиками ЦДА и индексом зональной циркуляции рассчитывались коэффициенты линейной корреляции для 14-летнего (1977–1990 гг.) ряда (объема выборки – 168 членов). Для исключения годового хода использовались ряды, составленные из месячных аномалий соответствующих параметров. Результаты расчетов представлены в табл. 3.5.

Анализ табл. 3.5 показывает, что ее данные имеют наглядный физический смысл. Действительно, наиболее тесные связи устанавливаются между индексом зональной циркуляции Каца и величиной разности давления между ЦДА на уровне моря ($r = 0,72$). Таким образом, ЦДА оказывают определенное влияние на погоду европейского континента, способствуя формированию зонального потока у земной по-

верхности, с высотой связи ослабевают. При увеличении объема выборки желательно рассчитать коэффициенты корреляции по сезонам.

Т а б л и ц а 3.5

Значения коэффициентов корреляции между характеристиками ЦДА и ΔI_3

Характеристика ЦДА	ΔI_3					
	Земля	εPa				
		500	300	100	30	
ΔP_u -0,64		-0,49	-0,40	-0,36	-0,16	-0,10
ΔP_{Az} 0,57		0,33	0,24	0,38	0,29	0,25
$\Delta P_{Az} - \Delta P_u$ 0,72		0,50	0,40	0,43	0,25	0,18
П р и м е ч а н и е: Δ – аномалия, p_u – давление в исландском минимуме, p_{Az} – давление в азорском максимуме.						

Интересно отметить, что корреляция индексов циркуляции Каца с интенсивностью азорского максимума положительна, а с интенсивностью исландского минимума отрицательна. Таким образом, зональная циркуляция усиливается, если давление в антициклоне растет, а в циклоне падает, что естественно приводит к увеличению перепада давления вдоль меридиана. Высокая корреляция свидетельствует о большой информативности величины градиента давления между ЦДА как показателя интенсивности зональной циркуляции.

В макрометеорологии широко используются обобщенные характеристики. Небезынтересно посмотреть, какая между ними связь, что общего. С этой целью рассчитывались коэффициенты корреляции между показателями форм циркуляции Вангенгейма, с одной стороны, и аномалиями зонального индекса циркуляции Каца, параметрами ЦДА – с другой (табл. 3.6).

Как видно из табл., в тропосфере существуют достаточно тесные связи между формами циркуляции W , E , C и индексами I_3 . Причем индекс зональной циркуляции Каца связан с типом циркуляции W прямой зависимостью, а с типами E и C – обратной. Как известно, для формы W характерен слабовозмущенный западно-восточный перенос, в случае форм E и C в тропосфере наблюдаются ультрадлинные стационарные волны большой амплитуды.

Т а б л и ц а 3.6

Коэффициенты корреляции между характеристиками
атмосферной циркуляции

Характеристика циркуляции	Формы циркуляции Вангенгейма		
	ΔW	ΔE	ΔC
$\Delta P_{A3} - \Delta P_{и}$	0,30	-0,18	-0,15
Δl_3 (уровень моря)	0,52	-0,45	-0,00
$\Delta l_3 (AT_{500})$	0,58	-0,52	-0,02
$\Delta l_3 (AT_{300})$	0,54	-0,46	-0,02
$\Delta l_3 (AT_{100})$	0,39	-0,34	-0,01
$\Delta l_3 (AT_{30})$	0,20	-0,16	-0,01
$\Delta l_3 (AT_{10})$	0,13	-0,06	0,07

При форме *E* высотный гребень расположен над европейской территорией России, а высотные ложбины – над Западной Европой и Западной Сибирью. В случае формы *C* поле противоположно – гребни расположены над Западной Европой и Западной Сибирью, а ложбина – над европейской частью России. При процессах формы *W* отрицательные аномалии температуры и давления наблюдаются в полярных, а положительные – в умеренных и субтропических широтах. При формах *E* и *C* положительные аномалии температуры и давления в среднем отмечаются в гребнях, а отрицательные – в ложбинах (Сидоренков, Свиренко, 1983).

Таким образом, смена знака коэффициента корреляции при переходе от формы *W* к формам *E* и *C* физически объяснима. Выявляется также более активная роль в циркуляционных процессах исландской депрессии, поскольку в случае развитой барической ложбины над Атлантикой уровень связи между параметрами циркуляции значительно выше, чем при наличии гребня.

Самостоятельный интерес представляет задача поиска отклика ЦДА на солнечные и геомагнитные воздействия с учетом фаз возмущенности.

В заключение приведем основные результаты из работы (Мохов, Хон, 2005), в которой проведен анализ межгодовых и долгопериодных изменений характеристик центров действия атмосферы Северного полушария зимой с использованием различных эмпирических данных с конца XIX до начала XXI в. и результатов реанализа. Для второй половины XX в. отмечены статистически значимые тенденции интенсификации Алеутского циклона и северо-атлантических центров действия. Тенденции изменения Сибирского антициклона, по разным эмпи-

рическим данным, различаются. Отмечена статистически значимая связь характеристик северо-тихоокеанских центров действия с явлениями Эль-Ниньо/Ла-Нинья. Во время Эль-Ниньо (Ла-Нинья) происходят углубление (ослабление) и смещение на восток (запад) Алеутского циклона, а также ослабление (усиление) и смещение на юг (север) Гавайского антициклона. Отмечено усиление связи характеристик северо-тихоокеанских центров действия с температурой поверхности океана в области формирования Эль-Ниньо и Ла-Нинья в конце XX в. Выявлено, что к концу XX в. усилилась характерная для Эль-Ниньо 4–6 летняя цикличность Алеутского и Гавайского центров действия.

Динамика форм атмосферной циркуляции Вангенгейма за длительный период представлена на рис. 3.5.

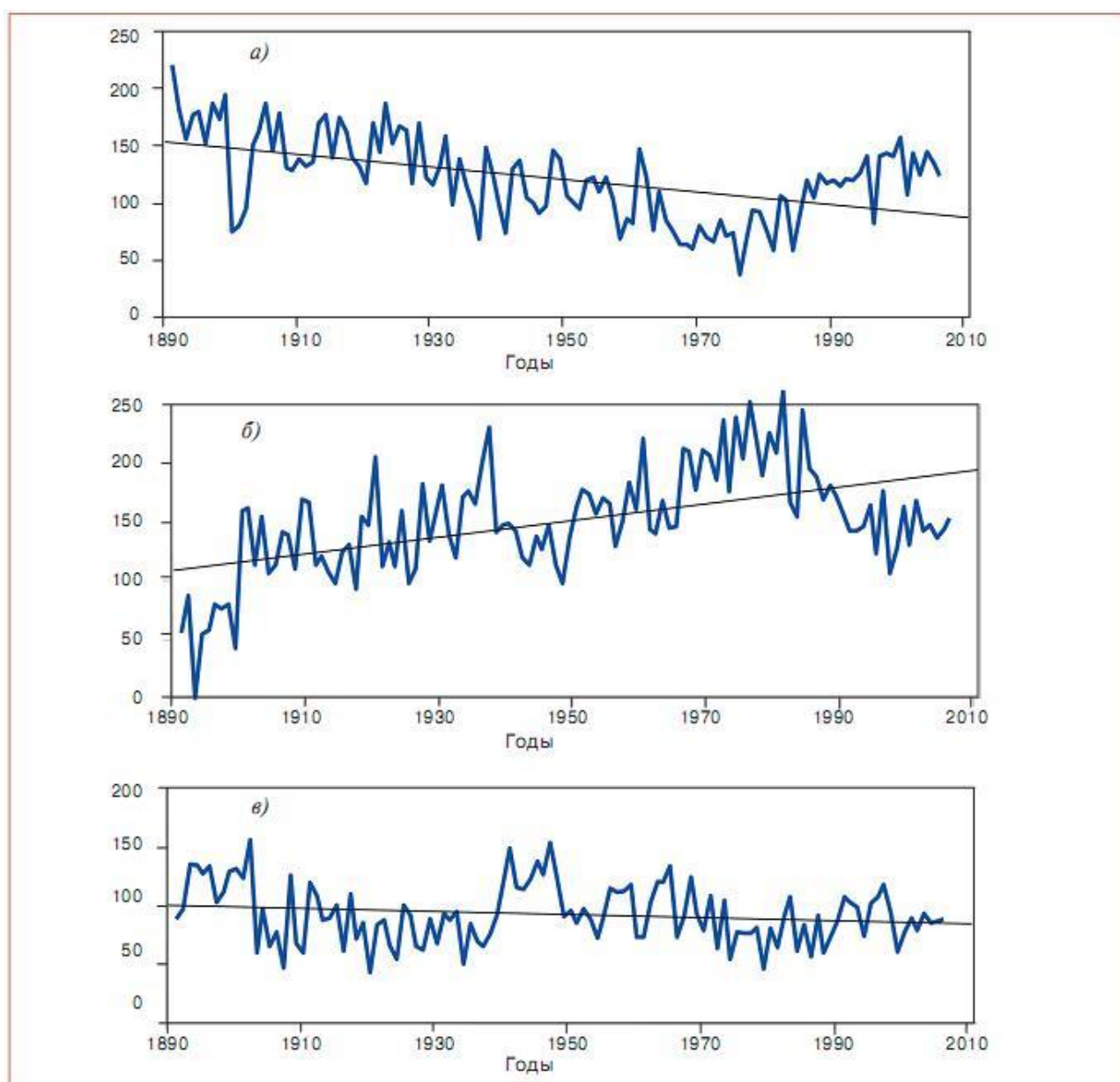


Рис. 3.5. Изменения во времени годовой частоты форм атмосферной циркуляции $W(a)$, $E(b)$ и $C(v)$ за период 1891–2006 гг. (ОД, 2008)

Контрольные вопросы к главе 3

1. Как записывается система уравнений гидротермодинамики в изобарической и в σ -системе координат?
2. Как формулируются начальные условия в задаче интегрирования во времени уравнений моделей ОЦА?
3. Методы параметризации мелкомасштабной турбулентности.
4. Параметризация процессов крупномасштабной конденсации, лучистого теплообмена.
5. Назовите основные компоненты общей циркуляции атмосферы.
6. Каковы особенности схем зональной и меридиональной циркуляции в атмосфере?
7. Почему в умеренных широтах возникает суперротация атмосферы?
8. Явление квазидвухлетней цикличности в экваториальной стратосфере.
9. Особенности зональной циркуляции атмосферы, выявленные с помощью индексов циркуляции Каца
10. Какова динамика центров действия атмосферы?

Глава IV. КЛИМАТ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ

Предисловие

К числу наиболее важных факторов, оказывающих большое влияние на деятельность человека, сельское хозяйство, транспорт, экономику и окружающую среду в целом относится климат. Поэтому изучению климатических изменений в прошлом, настоящем и будущем в нашей стране и за рубежом уделяется серьезное внимание. Интерес к проблеме обострился во второй половине XX века, когда мировая метеорологическая сеть зафиксировала глобальное потепление климата, теоретически предсказанное ранее российским академиком М.И. Будыко.

Интересно отметить, что еще в начале XX столетия С. Аррениус и В.И. Вернадский высказывали предположение, согласно которому рост концентрации углекислого газа (CO_2) приводит к усилению парникового эффекта в атмосфере и повышению температуры воздуха, что уже отмечалось в истории Земли.

В научных кругах возникла дискуссия о природе обнаруженного феномена. Что это: проявление антропогенного фактора или естественный ход процесса? Под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО) и Программы ООН по окружающей среде в 1988 г. была создана Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК), которая каждые пять–шесть лет публикует оценочные доклады, которые представляют наиболее профессиональную и взвешенную позицию в области исследований глобальной климатической системы, основанную на результатах всестороннего анализа данных наблюдений и прогнозов будущих изменений. Первый оценочный доклад МГЭИК был опубликован в 1990 г., а в начале февраля 2007 г. был представлен Четвертый. Этот доклад включает анализ современной климатической изменчивости по данным наблюдений, палеоклиматических реконструкций и результатов численного моделирования нынешних и будущих изменений климата. Материалы доклада позволяют, с одной стороны, ответить на вопрос о причинах этих изменений, а с другой, – сделать прогноз на будущее.

Согласно данным доклада (Гулев, Катцов, Соломина, 2008), в течение индустриальной эпохи происходит существенный рост атмосферных концентраций климатически активных газов. Так, в течение последних 250 лет атмосферные концентрации двуокиси уг-

лерода (CO_2) возросли с 280 до 379 ppm (миллионные доли на единицу объема). Современная концентрация парниковых газов в атмосфере, как это следует из анализа пузырьков воздуха из ледниковых кернов, сохранивших состав древней атмосферы Антарктиды, намного выше, чем когда-либо за последние 10 тыс. лет. Глобальная атмосферная концентрация метана возросла с 715 до 1774 ppv (миллиардные доли на единицу объема) за период индустриальной эпохи. Наиболее сильный рост концентрации ПГ наблюдается в последние десятилетия. За последние 20 лет рост концентрации CO_2 составил 20 ppm, то есть 20% от увеличения за последние 250 лет. В результате происходит нагрев атмосферы. Выраженное в эквивалентном радиационном притоке тепла воздействие двуокиси углерода составляет $1,66 \text{ Вт/м}^2$, метана, окислов азота и галокарбонов, соответственно, 0,48, 0,16 и $0,34 \text{ Вт/м}^2$. Вклад тропосферного озона составляет $0,35 \text{ Вт/м}^2$. В то же время за счет аэрозолей, стратосферного озона и изменений поверхностного альбедо происходит охлаждение атмосферы. Их вклад, выраженный в эквивалентном радиационном притоке тепла, составляет около $-1,4 \text{ Вт/м}^2$. Суммарный баланс изменений эквивалентного радиационного притока тепла за счет различных факторов составляет всего $1,6 \text{ Вт/м}^2$. Отмечено также, что эффект изменения интенсивности солнечной радиации благодаря орбитальным изменениям и другим гелиогеофизическим факторам за последние 250 лет составил $0,12 \text{ Вт/м}^2$ и не может рассматриваться как существенный фактор наблюдаемых климатических изменений по крайней мере в масштабе столетий.

Благодаря парниковому эффекту средняя глобальная температура воздуха у поверхности Земли повысилась за последнее столетие на $0,74^\circ\text{C}$, при этом за период с 1979 по 2005 гг. ее прирост составил $0,46^\circ\text{C}$ (более 60%). Возрастание температуры происходит неравномерно по поверхности Земли. Максимальный рост приземных температур отмечается в средних и субполярных широтах Северного полушария над континентами, где он достигает величин $1,7$ и 2°C в столетие. Тренды в поверхностной температуре подтверждаются наблюдаемыми изменениями в температуре тропосферы.

Одновременно наблюдается увеличение влагосодержания атмосферы севернее 30° с.ш., что привело к значимому увеличению осадков. Однако в тропиках отмечалось уменьшение количества осадков, в широтной зоне $10\text{--}30^\circ$ с.ш. средние величины осадков росли до середины 1950-х годов, но с 1970-х годов отмечается их уменьшение. При этом практически повсеместно зафиксирована интенсификация

экстремальных величин осадков. Интенсивность осадков 5% обеспеченности возрастает даже там, где средние величины или не обнаруживают тренда, или имеют отрицательный тренд.

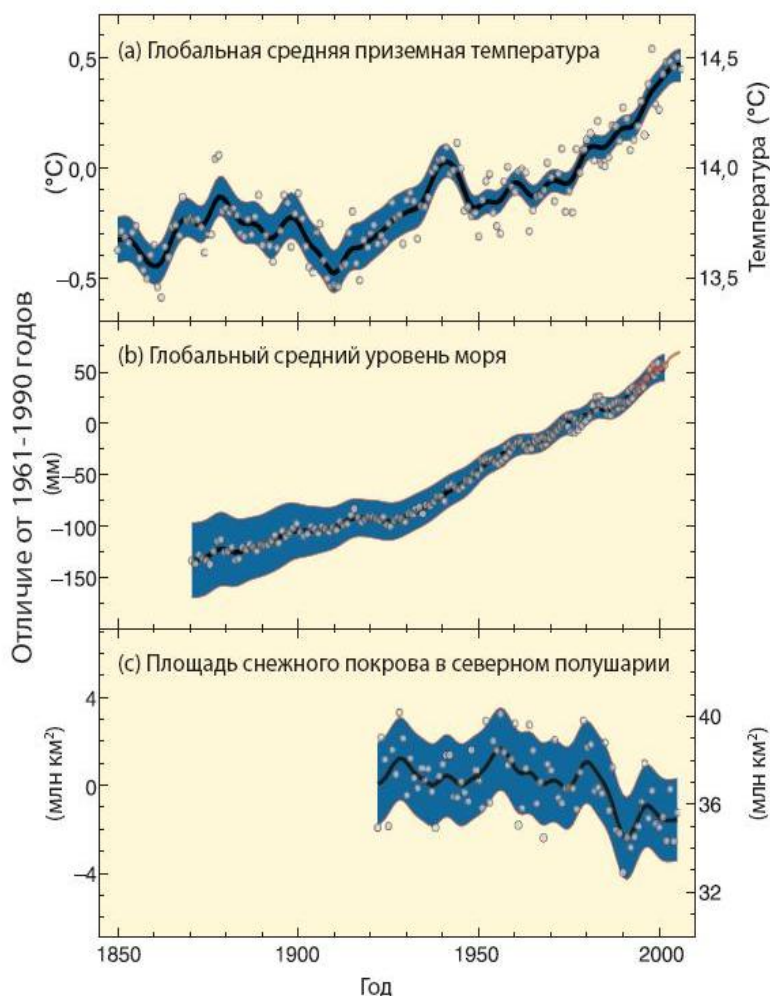


Рис. 4.1. Наблюдаемые изменения (а) глобальной средней температуры; (b) глобального среднего уровня моря по данным мареографов (синий) и спутников (красный); (с) площади снежного покрова в Северном полушарии в марте–апреле. Все изменения даны относительно соответствующих средних значений за 1961–1990 гг. Сглаженные кривые представляют десятилетние средние значения, а кружки – годовые значения. Затененные участки – это интервалы неопределенности, оцененные путем комплексного анализа известных неопределенностей (а и b) и по временным рядам (с)

Последнее столетие характеризовалось ростом повторяемости экстремальных штормов в океане, атмосферных циклонов, сильных ветров. Скорость возрастания средних высот значительных ветровых волн в Мировом океане составляла от 8 до 14 см за десятилетие на акватории северной части Атлантического и Тихого океанов за пери-

од с начала 1950 до 2002 гг. В докладе отмечается увеличение тепло-содержания Мирового океана, причем в отдельных районах тренд потепления отмечается на глубинах до 3 км. Из-за недостаточности данных о Мировом океане выводы об изменении его характеристик в целом менее определены, чем для континентов.

Согласно (IPCC, 2007), в результате таяния ледников и теплового расширения эвстатическое повышение уровня Мирового океана за 1870–2003 гг. составило более 20 см. В конце XX в. произошло ускорение повышения уровня моря. Если в 1961–2003 гг. уровень океана повышался со средней скоростью $1,8 \pm 0,5$ мм/год, то в 1993–2003 гг. интенсивность повышения уровня океана возросла в среднем до $3,1 \pm 0,7$ мм/год. Особенно быстро уровень повышался после 1990 г. Интересно отметить, что рост уровня моря почти точно следовал за повышением температуры воздуха. Установлено, что около половины интенсивности повышения уровня моря в 1993–2003 гг. (1,6 из 3,1 мм/год) обусловлено тепловым расширением морской воды, а остальная часть – «ледниковым стоком» (Михайлов, 2009).

Происходят заметные изменения в состоянии криосферы. Компоненты криосферы – снежный покров, ледники, вечная мерзлота – являются индикаторами климатических колебаний. При сокращении криосферы уменьшается среднее альбедо Земли, что способствует потеплению. Наблюдается отступление и сокращение горных ледников на всем Земном шаре в последние 100–150 лет. Существенные изменения обнаруживаются и в состоянии арктической криосферы. По данным спутниковых наблюдений, с 1978 г. среднегодовая площадь морского льда в Арктике уменьшалась примерно на 2,7% за десятилетие, а площадь льдов в летний сезон – на 7,4%. Одновременно сокращается и толщина морского льда.

В работе (Фролов, Федяков, Третьяков, 2009) отмечается, что после 1987 г. сокращение средней толщины льда в районе плавания судов к северу от Баренцева моря к полюсу и к северу от моря Лаптевых к полюсу произошло на 42 и 44 см, соответственно, или на 23%.

Из-за значительных размеров и труднодоступности точно оценить баланс массы самых больших ледниковых покровов на Земле – Антарктики и Гренландии – сложно. Согласно современным оценкам, их размеры сокращаются. В докладе МГЭИК приводятся данные о балансе массы льда и в целом о процессах, происходящих на рассматриваемых объектах в период 1961–2003 гг. Так, за период 1993–2003 гг. вклад Антарктиды и Гренландии в увеличение уровня океана

за счет таяния льда составил около 0,4 мм в год. По оценкам, Антарктида единственный континент, в котором не зафиксировано повышение температур в XX в. Однако в Западной Антарктике температура воздуха за последние десятилетия существенно повысилась.

Как известно, примерно 60% территории России занято зоной вечной мерзлоты. Согласно данным доклада, с 1956 по 1990 гг. мощность деятельного слоя в Российской Арктике увеличилась в среднем на 21 см, а максимальная глубина промерзания уменьшилась на 35 см. В целом за последнее столетие максимальная площадь распространения сезонно-мерзлых грунтов в Северном полушарии сократилась на 7%. Площадь распространения снежного покрова, согласно спутниковым данным, в Северном полушарии за последние 40 лет уменьшилась на 5%.

Палеоклиматические реконструкции и результаты моделирования свидетельствуют, что дальнейшее увеличение температуры воздуха и сокращение могут привести к существенным последствиям. Около 125 тыс. лет назад, когда летняя температура в Арктике была на 2–5°C выше современной и большая часть ледников в Арктике растаяла, уровень Мирового океана был на 4–6 м выше современного. Данные по годичным кольцам деревьев, кораллам, ледниковым кернам и другим косвенным источникам палеоклиматической информации показывают, что потепление XX в. было наиболее значительным за последние 500 лет, а вероятно, и за период 1300 лет. Современное потепление идет в 10 раз быстрее, чем потепление во время перехода от последнего ледникового к межледниковью 20–10 тыс. лет назад.

В докладе представлены результаты моделирования изменений климата и прогноза на будущее. Для установления причин наблюдаемых изменений климата и прогнозов на будущее был реализован беспрецедентный модельный проект – выполнение численных интегрирований с 23 сложными физико-математическими моделями общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). В ходе эксперимента рассчитывался климат XX в. при заданных, в соответствии с наблюдениями, концентрациях парниковых газов и аэрозолей, а также климат XXI в. для трех сценариев антропогенных выбросов парниковых газов и аэрозолей (сравнительно «жесткого», «умеренного» и «мягкого»).

По сравнению с третьим докладом, в четвертом оценочном выводе относительно причин наблюдаемого потепления стали более обоснованными. Вероятность того, что изменения климата за последние 50 лет происходили без внешнего воздействия, оценивается как

крайне низкая ($<5\%$). С высокой степенью вероятности ($>90\%$) можно утверждать, что наблюдавшиеся за последние 50 лет изменения вызваны не только естественным, но и внешним воздействием. С вероятностью $>90\%$ в Четвертом оценочном докладе утверждается, что рост концентраций антропогенных парниковых газов ответствен за большую часть глобального потепления, начиная с середины XX в. Так, без учета изменений концентраций ПГ невозможно в модели воспроизвести тенденции изменения средней глобальной температуры. Важным выводом Четвертого оценочного доклада стало то, что антропогенное воздействие на климат проявляется не только глобально, но и на всех обитаемых континентах, и не только в температуре воздуха, но и в характеристиках циркуляции атмосферы и частоте экстремальных явлений. По оценкам, в ближайшие два десятилетия, независимо от сценария выбросов парниковых газов, глобальное потепление продолжится со скоростью около $0,2^{\circ}\text{C}$ в десятилетие. Сохранение эмиссий ПГ на современном уровне и тем более при их увеличении с высокой степенью вероятности приведут к дальнейшему потеплению и многочисленным сопутствующим изменениям глобальной системы в течение XXI в., которые будут больше изменений, наблюдавшихся в XX в.

Модельные оценки были выполнены для различных сценариев антропогенного воздействия. На рис. 4.2. приведены изменения средней глобальной температуры при различных сценариях. По отношению к последнему двадцатилетию XX в., к концу XXI в., в зависимости от сценария, глобальное потепление составит в среднем от $1,8^{\circ}\text{C}$ до $4,6^{\circ}\text{C}$, а повышение уровня моря, соответственно, – в среднем от 0,19 до 0,58 м. Температура будет повышаться особенно сильно в Арктике и над континентами. Будущие изменения осадков имеют противоположные тенденции в разных регионах (увеличение осадков в высоких широтах и уменьшение над большей частью суши в субтропиках), что приведет к возрастанию угрозы наводнений в одних районах и учащению засух в других.

Вероятность усиления частоты и интенсивности экстремальных явлений, включая волны тепла, сильные ливни и др., оценивается как очень высокая. В табл. 4.1 даны некоторые оценки достоверности наблюдаемых и будущих трендов в характеристиках интенсивности экстремальных климатических событий, а также их связи с антропогенным фактором. Ожидается увеличение интенсивности тропических циклонов в результате дальнейшего повышения температуры

поверхности океана в низких широтах. Ослабление меридиональной циркуляции в Северной Атлантике составит в среднем 25%, при этом продолжится рост температуры воздуха в северо-атлантическом регионе. До конца XXI в. резкие изменения общей циркуляции океана маловероятны. Произойдет смещение путей внетропических циклонов к высоким широтам. Ожидается сокращение ледяного покрова Мирового океана, причем в некоторых сценариях к концу XXI в. возможно полное освобождение Северного Ледовитого океана ото льда в конце лета.

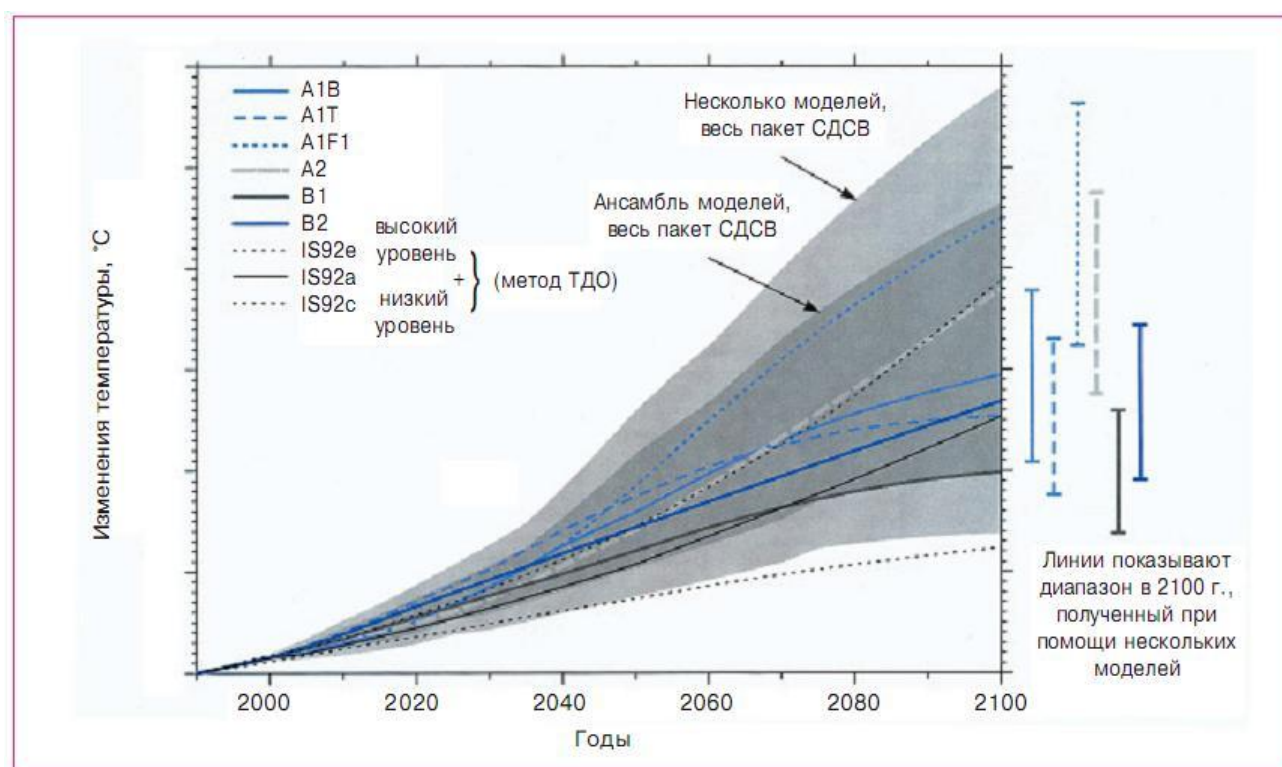


Рис. 4.2 (а). Траектории глобальной средней температуры в приповерхностном слое, соответствующие сценарии A1B, A1T, A1FI, A2, B1, B2, IS92a, IS92b и IS92c

Важно отметить, что МГЭИК производит оценку экологических и социально-экономических последствий изменений климата. Хорошо известно, что вместе с интенсивным ростом средней глобальной температуры воздуха с 90-х годов XX в. усилились и участились естественные катастрофы: засухи, лесные пожары, наводнения, тайфуны и др., что приводит к гибели сотен тысяч людей и значительному экономическому ущербу.

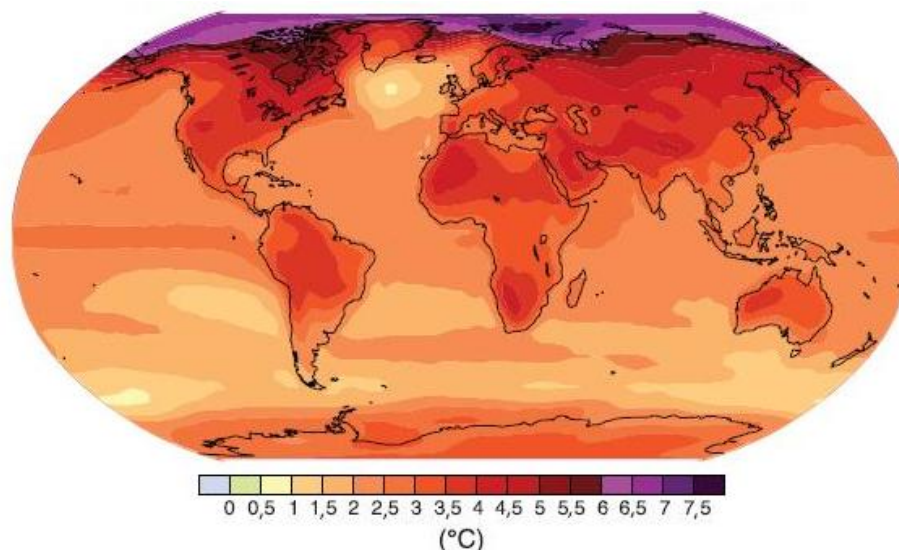


Рис. 4.2 (б). Проекция изменений приземной температуры на конец XXI столетия (2090–2099 гг.). На карте показана усредненная проекция нескольких моделей МОЦАО для сценария A1B СД СВ. Все температуры показаны по отношению к периоду 1980–1999 гг.

Рабочая группа II МГЭИК подготовила свой доклад по оценке научных знаний, воздействий и социально-экономических аспектов изменения климата (Израэль и др., 2007), согласно которому в конце XX века многие естественные системы оказались затронутыми региональными изменениями климата и в XXI веке ожидается усиление их воздействий на природные и социально-экономические процессы. В частности, увеличение средней глобальной температуры на 4°C может привести к потерям глобального ВВП на 1–5%, поэтому необходимы меры по адаптации и смягчению климатических воздействий, чтобы уменьшить риски.

По базовому сценарию Международного энергетического агентства (МЭА) с 2005 по 2050 гг. порождаемая энергетикой эмиссия парниковых газов вырастет от 28 до 62 млрд. т CO₂. При этом температура Земли повысится на 6°C по сравнению с сегодняшним уровнем.

Согласно такому сценарию развитие мировой экономики потребует 65 трлн. долл. до 2050 г. Для уменьшения эмиссии в 2050 г. более чем вдвое и возвращения к уровню 2005 г. необходимы дополнительно 17 трлн. долл. капиталовложений, а для ее сокращения еще наполовину (до 14 млрд. т CO₂, что, по существующим оценкам, стабилизирует климат планеты) нужны почти вдвое бóльшие капиталовложения.

Т а б л и ц а 4.1

Оценки вероятности наблюдаемых и будущих трендов
в характеристиках интенсивности экстремальных климатических
событий, а также их связи с антропогенными факторами

Явление и знак тренда	Вероятность появления тренда в конце XX в.	Вероятность антропогенного вклада в наблюдаемый тренд	Вероятность сохранения знака тренда в XXI в.
Потепление и уменьшение повторяемости холодных дней и ночей над большей частью суши	> 90%	> 66%	> 99%
Потепление и увеличение повторяемости жарких дней и ночей над большей частью суши	> 90%	> 66% (ночи)	> 99%
Тепловые волны, увеличение повторяемости над большей частью суши	> 66%	> 50%	> 90%
Ливневые осадки. Увеличение повторяемости над большей частью суши	> 66%	> 50%	> 90%
Увеличение площади засух	> 66% (во многих регионах, начиная с 1970-х гг.)	> 50%	> 66%
Увеличение активности интенсивных тропических циклонов	> 66% (в некоторых регионах, начиная с 1970-х гг.)	> 50%	> 66%
Учащение экстремальных подъемов уровня моря (исключая цунами)	> 66%	> 50%	> 66%

Очень важно, чтобы науки о Земле, в части климатологии и физики атмосферы, определились с реальностью угрозы климату от эмиссии парниковых газов и при необходимости выработали эффективное противодействие, включая научные основы и методы геоинженерии. В противном случае, по расчетам МЭА, сохранение климата путем снижения эмиссии ПГ почти удвоит капиталовложения в энергетику.

Для возвращения эмиссии ПГ к уровню 2005 г. в период до 2050 г. потребуется от 4,5 до 5,5 трлн. долл. преимущественно на создание технологий производства электроэнергии. Сокращение же эмиссии еще вдвое для стабилизации климата планеты утроит эти затраты.

«Парниковая угроза» сулит мировому сообществу расходы в 15 трлн. долл., что почти вдвое больше затрат на исследования и разработки в военных целях (в случае сохранения их текущих годовых объемов) (Макаров, 2009).

В работе (Израэль, 2008) предлагается комплекс мер для сохранения современного климата: увеличение альбедо планеты; увеличение природного слоя сульфатных аэрозольных частиц в стратосфере; создание в космосе отражателей солнечного света; интенсификация поглощения CO_2 океаном; разведение и восстановление лесов; захоронение CO_2 под землей или в океане.

Отмечается, что увеличение природного слоя сульфатных аэрозолей после вулканических извержений способно ослабить прямое солнечное излучение (примерно на 1%) и остановить антропогенное потепление климата.

В истории Земли неоднократно отмечались периоды значительных потеплений климата. Согласно данным А.А. Величко (1995), 45–42 млн. лет назад в эоцене в связи с усилением вулканической деятельности среднеглобальная температура была выше современной на $6,5^\circ\text{C}$. В это время гляциально-криогенный пояс вообще отсутствовал на планете, а растительные формации с элементами субтропической растительности распространились до 70°с.ш. Наиболее упорядоченный квазициклический характер приобрели климатические изменения около 1 млн. лет назад.

Наибольший практический интерес представляет последний позднеплейстоценовый макроцикл, охватывающий отрезок времени приблизительно от 135–130 тыс. до 10,3 тыс. лет назад и время нового, последнего межледникового – голоцена, начавшегося 10,3 тыс. лет назад. Реконструированные с помощью палеоклиматических методов

температурные кривые свидетельствуют о значительном росте среднеглобальной температуры (на 2°) примерно 125 тыс. лет назад (микулинский оптимум), когда в центре Русской равнины температура января была на $5-6^{\circ}$, а июля – на $2-3^{\circ}\text{C}$ выше, чем в современный период. В оптимум голоцена (5,5 – 5 тыс. лет назад) зимние и летние температуры в средних широтах были выше на $3-4^{\circ}$, а среднеглобальная температура – примерно на 1° по сравнению с современной.

В последние годы (Величко и др., 2004) проведены количественные реконструкции долгопериодных изменений климата на основе палеоботанических, палеопедологических и палеокриологических материалов по ряду ключевых разрезов центрального района Восточно-Европейской равнины. Полученные результаты для четырех последних климатических макроциклов плейстоцена (450 тыс. лет) показывают, что каждое последующее межледниковье было несколько холоднее предшествующего. Подобный тренд прослеживается и для ледниковых эпох. Средние отклонения от современных температур января возросли от $-8 \dots -10^{\circ}\text{C}$ в эпоху оледенения раннего плейстоцена до $-22 \dots -24^{\circ}\text{C}$ в позднеплейстоценовые ледниковые эпохи. Обнаружена сопоставимость во времени основных волн похолоданий и потеплений центральных районов Восточной Европы, полярного оледенения Южного полушария (Антарктида) и Мирового океана в области низких широт (Атлантика).

Конец первого и начало второго тысячелетий нашей эры известны в Европе как «эпоха викингов», когда выходцы из Скандинавии совершали дальние походы и открывали новые страны, пользуясь значительным потеплением в Западной Европе и Северной Атлантике. С середины XVI до конца XIX века в Европе было похолодание климата (малый ледниковый период), когда летние температуры были на 2°C ниже современных и широтные климатические зоны сместились к югу на несколько сотен километров (Монин, Шишков, 1979). Естественно, все это отразилось на растительности и жизни людей, вызвало природные феномены. Как отмечает А.С. Монин, перед Первым Смутным временем в России в 1601 г. ледостав на Москве-реке произошел в середине августа. В уникальной книге (Борисенков, Пасецкий, 2003) представлена 2,5-тысячелетняя летопись необычных явлений погоды. Все это свидетельствует о крайне изменчивом характере климата в истории Земли. В последующих разделах будут рассмотрены причины этих колебаний.

Как известно, МГЭИК считает антропогенный фактор главной причиной современного потепления климата (СПК). Однако, согласно (Даценко, Сонечкин, 2008), современные климатические модели не лишены недостатков, поэтому их нельзя считать неоспоримым аргументом в решении вопроса о СПК. Несовершенство этих моделей видно, например, в том, что приостановка роста глобальной и обеих среднеполушарных температур после максимумов, достигнутых ими в 1998 г., не была предсказана ни одной из моделей. Эта приостановка продолжается 10 лет. Было показано, что масштабно-временная структура ряда индексов, принятых для мониторинга современного климата, таких как ЭНЮК, САК, осадков Сахеля и уровня Каспия, похожа на структуру, уже наблюдавшуюся у этих индексов в 1940–1960-е гг. во время первой, гораздо более длительной, приостановки современного потепления. Полагают, что обе приостановки связаны с циклическими изменениями на Солнце.

Климатические модели XX века смогли воспроизводить ту первую приостановку только задним числом после модификации их радиационных блоков на учет эффектов аэрозоля.

Чтобы прояснить природу СПК используются палеоклиматические аналоги. Современное потепление климата сравнивается со средневековым теплым периодом (СТП), имевшим место примерно 1000 лет назад. В работе (Даценко, Сонечкин, 2008) дается оценка достоверности опубликованных за последнее десятилетие реконструкций 2000-летнего хода среднегодовой, осредненной по СП приземной температуры воздуха. Принципиально различаются две такие реконструкции Манна и Моберга. Реконструкция Манна получила прозвище «хоккейной клюшки», ибо она представляет период времени с XI до XIX века как постепенное похолодание, за которым следует резкое и короткое СПК, что служит косвенным подтверждением его антропогенной природы. По контрасту реконструкция Моберга была прозвана «бумерангом», ибо в ней СТП и СПК примерно одинаково выражены и разделены резким малым ледниковым периодом (МЛП) XVI – XVII веков.

Анализ энергетических спектров этих реконструкций показал, что реконструкция Манна сильно занижает низкочастотные колебания температуры, а реконструкция Моберга воспроизводит их гораздо лучше и является наиболее пригодной для целей атрибуции СПК к естественным или антропогенным факторам.

На прогнозы хода температуры в XXI–XXII столетиях влияет неопределенность в оценке изменения радиационного воздействия в XX столетии, связанная с неопределенностью воздействия сульфатного аэрозоля, оценки которого изменяются от 0 до -2 Вт/м^2 . Поэтому неправильная чувствительность модели к изменению концентрации парниковых газов может быть скомпенсирована неправильным изменением радиационного форсинга от сульфатного аэрозоля, и в результате воспроизведение потепления в XX столетии окажется правильным. В XXI столетии, согласно рассмотренным сценариям, концентрация ПГ будет возрастать, в то время как концентрация сульфатного аэрозоля будет возрастать только в начале XXI столетия, а затем уменьшится. Поэтому не исключено, что модель, правильно воспроизводящая потепление в XX столетии, может занижать или завышать потепление в XXI–XXII столетиях.

В общем, к климатическим изменениям относят как высокоамплитудные климатические сдвиги прошлых тысячелетий, так и низкоамплитудные флуктуации с меньшим периодом. Некоторые спектральные пики изменчивости непосредственно связаны с механизмами воздействия, другие совсем не связаны. Внутренние процессы климатической системы также могут приводить к появлению спектральных пиков, непосредственно не связанных с временной изменчивостью воздействия. Следовательно, как заключает автор (Дийкстра, 2007), даже в случае постоянного по времени внешнего воздействия, т.е. когда не происходят систематические изменения инсоляции или состава атмосферы (газовые примеси, аэрозоль), для КС будет характерна изменчивость на разных масштабах времени. Именно взаимодействие сложной внутренней изменчивости с относительно слабыми вариациями внешнего воздействия, зависимо от времени, регистрируется с помощью опосредованных и инструментальных измерений.

То, что современный климат изменяется, это признают все, так как и инструментальные измерения, и природные индикаторы свидетельствуют об одном – в последние десятилетия наблюдается значительное потепление климата планеты. Разночтения возникают при обсуждении причины потепления. Эксперты МГЭИК считают, что с вероятностью 90% парниковые газы ответственны за глобальное потепление (антропогенный фактор). Согласно другим взглядам, причина потепления – внутренний фактор, естественная изменчивость, обуславливающая колебания температуры как в сторону потепления, так и похолодания.

4.1. Определение климата и его временные колебания

Понятие климата является фундаментальным в науке об атмосфере, поэтому на протяжении веков многие исследователи пытались придать ему конкретную формулировку. Дело осложняется тем, что климат формируется под влиянием ряда факторов и в первую очередь под воздействием солнечной радиации, атмосферной циркуляции, условий рельефа, распределения океанов и суши и др., роль которых далеко неодинакова для различных физико-географических регионов земного шара (рис. 4.3).

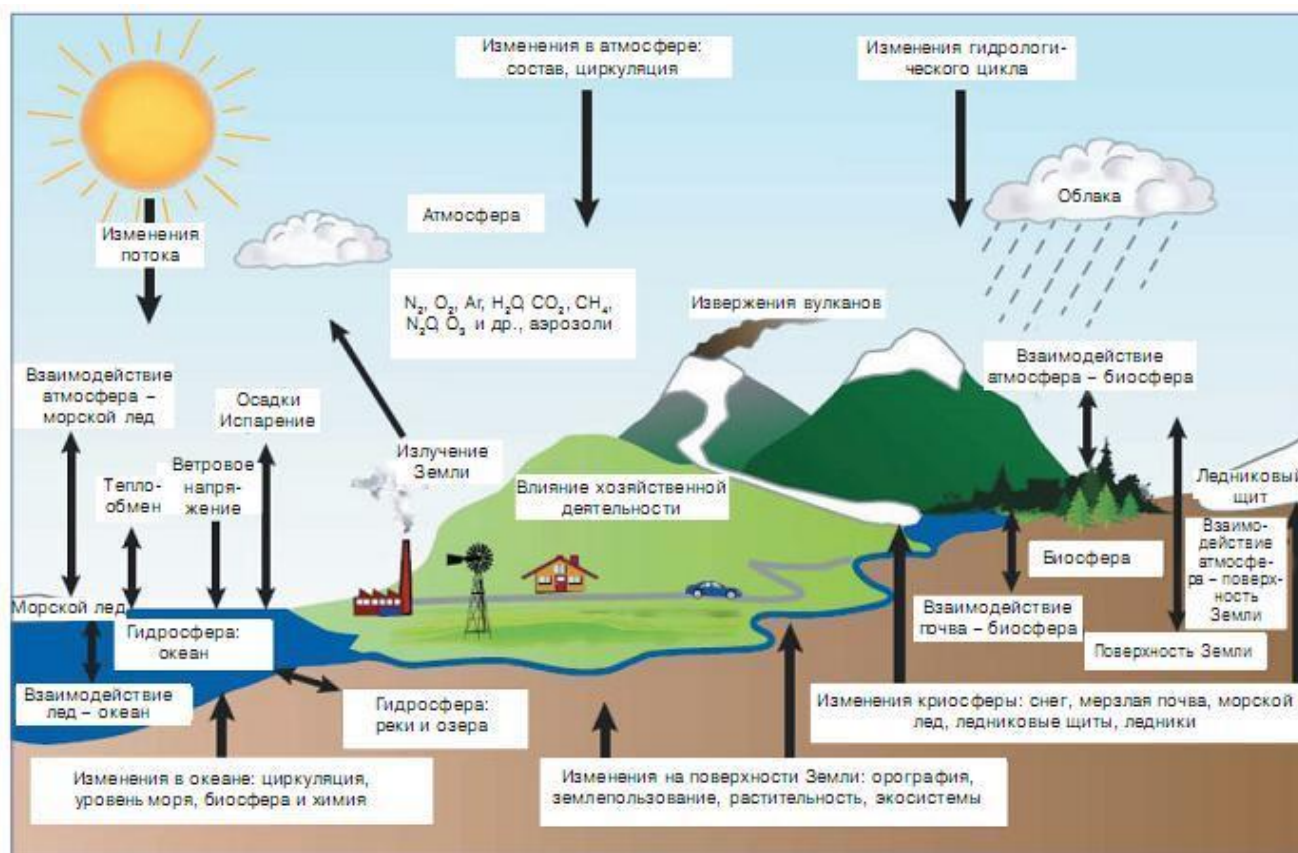


Рис. 4.3. Схематическое представление составляющих климатической системы, основных климатообразующих процессов и их взаимодействия (ОД, 2008)

В (Дроздов, Васильев, Кобышева и др., 1989) приводится следующее определение климата: "Климат данной местности можно определить как характерный для нее многолетний режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, ее преобразованиями в деятельном слое земной поверхности и связанной с ними циркуляцией атмосферы и океанов".

История свидетельствует, что начиная с древнегреческого астронома Гиппарха (190–120 гг. до н.э.), который объяснял климат наклоном солнечных лучей к земной поверхности, т.е. широтой, понятие климат со временем усложнялось, вбирало в себя все новые компоненты и учитывало все разнообразие связей между процессами, явлениями и т.п.

Так, А.Гумбольдт (1769–1859) в своем труде "Космос" дал новое определение понятия "климат", которое учитывало влияние океана с его течениями и суши с разнообразными свойствами подстилающей поверхности.

В монографии (Блютген, 1972) приводится ряд определений климата, восходящих к определению Александра Гумбольдта, «В самом общем смысле выражение «климат» означает все изменения в атмосфере, которые заметным образом воздействуют на наши органы». Однако это определение больше подходит для медиков, которые понятие «климат» ограничивают связями между состоянием атмосферы и состоянием человеческого организма.

В конце XIX в. основоположник классической климатологии Ханн дал более широкое определение объекту исследования: «Под климатом мы подразумеваем совокупность явлений, характеризующих среднее состояние атмосферы в каком-либо месте земной поверхности. То, что мы называем погодой, всего лишь фаза, единичный акт в последовательности явлений, полный ход которых более или менее однообразный из года в год, составляет климат данного места. Климат – это совокупность погод за больший или меньший отрезок времени в их обычном среднем проявлении в то или иное время года».

Аналогичного взгляда придерживался и Кёппен (1923): «Под климатом мы понимаем среднее состояние и обычный ход погоды в данном месте. К понятию «климат» нас приводит двойная абстракция, сводящая воедино, с одной стороны, сменяющие друг друга отдельные погоды, а с другой – отдельные метеорологические элементы».

В более поздних определениях (Алисов, Дроздов, Рубинштейн, 1952) уже привлекается физический, причинный комплекс: «Климатом данной местности называется характерный для нее в многолетнем разрезе режим погоды, обусловленный солнечной радиацией, характером подстилающей поверхности и связанной с ними циркуляцией атмосферы».

В последующие годы исследователи стремились включить в понятие «климат» и характерное для данной местности распределе-

ние повторяемостей метеорологических состояний и процессов, в том числе экстремальных.

Блютгеном (1972) предложено следующее географическое определение климата: климат в географическом понятии – это типичная для данного места, ландшафта или большого пространства совокупность состояний атмосферы и процессов погоды, наблюдающихся вблизи поверхности Земли и оказывающих воздействие на эту поверхность на протяжении длительного времени. Этой совокупности должно быть присуще характерное распределение наиболее часто повторяющихся средних и экстремальных величин.

В работе (Груза, Ранькова, 2003) дается уточнение понятия термина «Климат» применительно к задаче анализа климата и климатической изменчивости по данным наблюдений в условиях меняющегося климата.

Если погода определяется как физическое состояние атмосферы в заданной точке земного шара в заданный момент времени, то климат есть обобщение изменений погоды и представляется набором условий погоды в заданной области пространства в заданный интервал времени. Для характеристики климата используется статистическое описание в терминах средних, экстремумов, показателей изменчивости соответствующих величин и частот явлений за выбранный период времени. Все эти дескриптивные статистики называются климатическими переменными. В качестве стандартного периода для оценивания климатических переменных, характеризующих текущий или современный климат, по рекомендации ВМО используется период в 3 десятилетия. В настоящее время это 1961–1990 гг.

В современных исследованиях термин «Климат» используется также вместо термина «Глобальный климат», который характеризуется набором состояний глобальной климатической системы в течение заданного интервала времени. Взаимодействие компонентов этой системы существенно влияет на колебания погоды в течение длительных промежутков времени и ответственно за формирование климата и его изменений.

Широко известным является определение климата, предложенное Л.С. Бергом: "Под климатом следует понимать среднее состояние разных метеорологических явлений (или атмосферных процессов, или особенностей воздушных масс), поскольку это среднее состояние сказывается на жизни растений, животных и человека, а также на типе почвенного покрова. Было бы несколько необычно говорить

о климате до появления жизни на Земле. Климатология не считается с теми физическими процессами, которые не оказывают воздействия на организмы и на типы почвообразования".

К настоящему времени известно не менее десятка различных определений климата, имеющих специализированный характер. В последние годы проблема климата получила четкую физико-математическую формулировку как проблема статистической гидродинамики атмосферы в ее взаимодействии с океаном и континентами: климат – это статистический ансамбль состояний, которые проходит система океан – суша – атмосфера за периоды времени в несколько десятилетий. Под статистическим ансамблем здесь понимается множество, состоящее из известных элементов, причем указано, как часто встречается каждый из этих элементов. Это определение климата, по мнению авторов (Дроздов, Васильев, Кобышева и др., 1989), выходит за пределы науки об атмосфере и является общей основой для всего комплекса наук о Земле (метеорология, океанология, гляциология, геохимия и т.д.), т.е. становится объектом изучения географии и геофизики в целом и даже геологии с привлечением данных сопредельных наук.

В современном развитии климатологии важную роль сыграла Стокгольмская конференция ПИГАП 1974 г. по физическим основам теории климата и его моделирования. На ней было принято процитированное выше статистическое определение климата, подчеркнута его глобальность. Локальные климаты суть проявления единого глобального процесса.

Успехи, достигнутые за последние 25–30 лет в математическом описании турбулентного «хаоса», т.е. кажущихся случайными и непредсказуемыми движений, сделали возможной следующую математическую формализацию определения климата (Монин, Сонечкин, 2005): «Климат – это нетривиальная инвариантная вероятностная мера, сосредоточенная на странном аттракторе климатической системы». Этими же авторами предложено лаконичное и обобщающее современное определение климата: «Климат – это распределение вероятностей на фазовом пространстве климатической системы».

Поскольку климатическая система имеет сложную структуру и состоит из ряда подсистем (например, динамическая система ОЦА включает подсистему процессов преимущественно западно-восточного переноса умеренных широт, подсистему процессов Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), подсистему муссонов и т.д.), то, по мне-

нию авторов работы (Монин, Сонечкин, 2005), климат нельзя описать очень малым числом «независимых» параметров.

Для характеристики климата используется ряд показателей, которые испытывают значительную пространственно-временную изменчивость. К числу наиболее известных изученных колебаний климатических характеристик относятся следующие (Монин, 1982; Каган, Рябченко, Сафрай, 1990):

1. Мелкомасштабные колебания с периодами от долей секунд до минут, обусловленные турбулентностью и высокочастотными волновыми процессами (акустическими и гравитационными волнами в атмосфере);

2. Мезомасштабные колебания с периодами от минут до часов. Их интенсивность сравнительно невелика;

3. Синоптические колебания с периодами от нескольких часов до нескольких суток в атмосфере и недель в океане. К этой группе относятся также суточные и полусуточные колебания, создаваемые суточными изменениями инсоляции и гравитационными силами Луны и Солнца;

4. Глобальные колебания с периодами от недель до месяцев. Примером могут служить двухнедельные колебания индекса циркуляции (средней угловой скорости вращения атмосферы в умеренных широтах относительно поверхности Земли) и 30–60-суточные колебания в индоокеанском и тихоокеанском секторах тропической атмосферы;

5. Сезонные колебания, к числу которых относятся колебания с годовым периодом и их гармоники (в том числе муссонные явления);

6. Междугодовые колебания с периодами порядка нескольких лет. К ним принадлежат квазидвухлетние колебания метеовеличин, имеющие глобальный характер, но наиболее отчетливо выраженные в экваториальной стратосфере, квазидвухлетнее явление ЭНЮК (Эль-Ниньо – Южное колебание), 3,5-летние автоколебания северной ветви Гольфстрима и др.

7. Внутривековые колебания с периодами порядка десятков лет, типичным примером которых являются изменения глобальной температуры XX столетия;

8. Межвековые колебания с периодами порядка нескольких веков или нескольких десятков веков. Их проявления – потепление после конца ледникового периода (90–60-й вв. до н.э.) и установление так называемого «климатического оптимума» в 40–20-х вв. до н.э., последующее похолодание (X в. до н.э. – III в. н.э.), новое потепление

в XV–XVI вв. и, наконец, похолодание в «малый ледниковый период» (XVII–XIX вв.);

9. Долгопериодные колебания с периодами порядка десятков тысяч лет (ледниковые и межледниковые эпохи плейстоцена), связанные с изменением параметров земной орбиты и наклона земной оси. Среди подобного рода колебаний астрономического происхождения наибольшим является колебание с периодом 100 тысяч лет. Затем в порядке уменьшения амплитуд располагаются колебания с периодами 22 и 41 тысячи лет. Первый из упомянутых периодов близок к периоду изменения эксцентриситета земной орбиты (92 тыс. лет) и периоду автоколебаний в системе континентальные ледниковые щиты – астеносфера, второй совпадает с периодом прецессии (21 тыс. лет), третий – с периодом изменения угла наклона земной оси (40 тыс. лет);

10. Изменения геологических эпох с периодами порядка десятков и сотен миллионов лет, создаваемые орогенными и тектоническими процессами и дрейфом континентов (рис. 4.4).

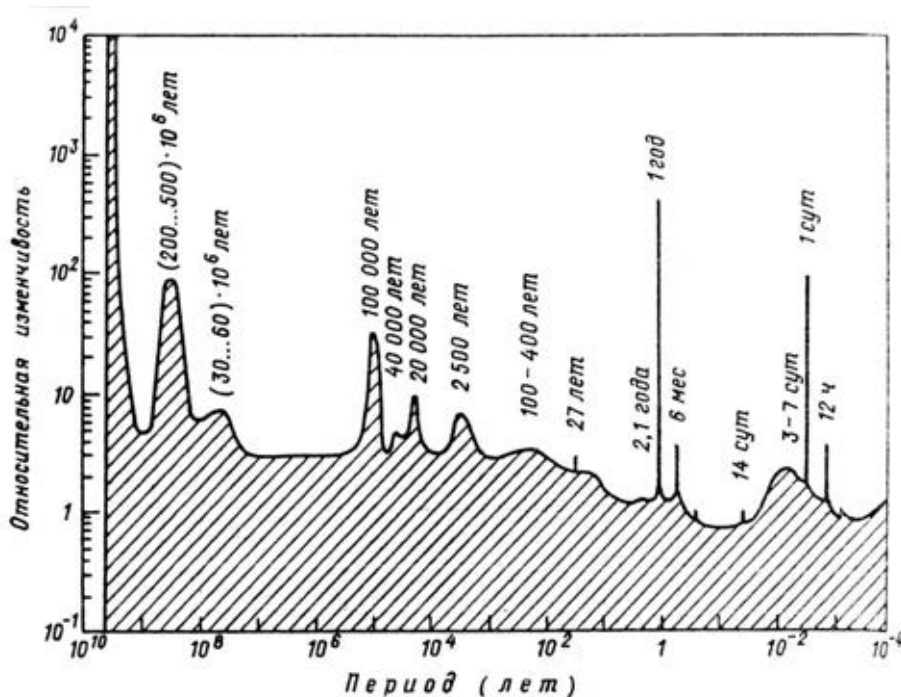


Рис. 4.4. Плотность спектра колебаний температуры нижней атмосферы по периодам от 1 час. до возраста Земли, по Митчеллу

Г.В. Груза и Э.Я. Ранькова, опираясь на классификацию А.С. Мони́на как наиболее полную классификацию колебаний метеорологических и океанографических параметров в зависимости от их масштабов, предложили следующую практическую классификацию масштабов изменчивости характеристик КС.

1. Микрометеорологическая изменчивость – от долей секунды до минут.

2. Мезометеорологическая изменчивость – от нескольких минут до часов.

3. Изменчивость, соответствующая синоптическим процессам, – от нескольких часов до двух – трех недель. Внутри этого интервала масштабов возможно индивидуальное прогнозирование и описание основных синоптических объектов, которые характеризуют погоду и ее изменения. За верхнюю границу интервала часто принимают масштаб предсказуемости индивидуальных синоптических процессов, который оценивается в две – три недели.

4. Климатическая изменчивость – от трех недель до нескольких десятилетий. Изменчивость этого масштаба, принятого авторами за внутренний временной масштаб КС, характеризует внутриклиматические колебания, или климатическую изменчивость, или флуктуации климата. Верхнюю границу масштаба климатической изменчивости во многих практических случаях целесообразно принять равной интервалу около трех десятилетий. Масштабы, большие десятилетий, характеризуют изменения климата. В этой области также вводятся дополнительные группы временных масштабов.

5. Межвековая изменчивость.

6. Изменчивость типа малого ледникового периода.

7. Изменчивость, соответствующая ледниковым периодам.

В программе КЛИВАР (CLIVAR), являющейся основным компонентом Всемирной программы исследований климата, в качестве объекта исследований названа климатическая изменчивость, соответствующая трем интервалам времени:

- от сезона до года,
- от года до десятилетия,
- от десятилетия до столетия.

Короткопериодные колебания климата играют важнейшую роль в формировании сезонных климатических аномалий в умеренных широтах. Здесь наибольший интерес представляют крупномасштабные изменения свойств западного переноса типа «цикла индекса» и процессов блокирования.

Изменение климата для заданной области или для Земного шара в целом характеризуется разностью между некоторыми климатическими переменными для двух заданных интервалов времени. Это изменение может считаться реальным, если оно превосходит веро-

ятную ошибку вычисления соответствующих климатических переменных, или статистически значимым в рамках принятой стохастической модели климата (гипотезы), если изменение превосходит заданный уровень значимости.

Т а б л и ц а 4.2

Компоненты и переменные глобальной биосистемы Земли,
контроль за которыми является необходимым атрибутом
глобальной системы геоинформационного мониторинга

Тип данных	Компоненты и параметры
Метеорологические данные	Ветер, температура, влажность, давление, функции тока воздуха и потенциал скорости ветра на различных высотах, временные ряды индексов состояния и циркуляции атмосферы
Океаны	Температура поверхности океана и временные ряды индексов температуры, температура и соленость на различных глубинах, уровень океана, ветровое воздействие, приповерхностные течения, цвет моря и объем биомассы, глубинная циркуляция
Криосфера	Снежный покров, морской лед, границы распространения льда и его толщина, мощность и изменения границ развития континентальных льдов, перемещения масс ледяных покровов и ледников
Суша, гидрологический цикл и растительность	Осадки, испарение, запасы воды. Температура почвы, влажность почвы и подземные воды, растительность, растительный покров, тип и состав питательных веществ в почве, эрозия, минерализация
Радиационный баланс	Компоненты радиационного баланса вблизи поверхности Земли и в верхней атмосфере, потоки ультрафиолетового излучения
Атмосфера	Концентрация и распределение CO, CO ₂ , O ₃ , хлористых соединений, галогенов, окислов азота и серы, аэрозолей; прозрачность стратосферы и тропосферы; параметры химического обмена между атмосферой, океаном, биосферой и литосферой
Геосфера	Изменения рельефа суши и дна океана, вращение Земли, взаимодействие мантии и коры Земли, движение литосферных плит, вулканизм, геомагнитные вариации
Солнце	Солнечные вариации, солнечная постоянная
Внешние воздействия	Совокупность социальных, экономических и биологических параметров, несущих информацию об изменениях

Изменения климата могут быть следствием как естественных внутренних и внешних причин, так и человеческой деятельности. Данные наблюдений позволяют оценивать только суммарные изменения климата вследствие как естественных, так и антропогенных причин. Установление причин выявленных изменений и оценка соответствующих им эффектов являются сложной задачей, решаемой в настоящее время с помощью климатических моделей (Груза, Ранькова, 2003).

В настоящее время в России функционирует система мониторинга климата, в качестве основных целей которого названы (Груза, Ранькова, 1989):

- 1) регулярное слежение за состоянием КС, в том числе сбор и обобщение климатических данных и определение характеристик текущего климата Земного шара;
- 2) вероятностная оценка степени аномальности состояния КС;
- 3) выявление естественных и антропогенных причин наблюдаемых аномалий;
- 4) оценка масштабов вероятных изменений и колебаний климата в будущем.

4.2. Классификация климатов

Одной из важных задач климатологии является выявление закономерностей в географическом распределении типов климата. Решению этой задачи – построению классификации климатов и климатическому районированию территории земного шара отдали много сил и времени такие известные климатологи, как В. Кёппен, Г.Т. Треварт, Л.С. Берг, Б.П. Алисов и др. В работах (Климатология, 1989; Хромов, Петросянц, 2004) дается обстоятельное изложение ряда классификаций климатов земного шара. Так, в известной классификации Кёппена – Треварта все климаты Земли разделены на шесть классов по температурному режиму и степени увлажнения. Этим классам присвоены латинские буквы А, С, D, E, F, В, из которых первые пять классов выделяются в порядке убывания температуры воздуха на уровне моря от экватора до полюсов, а шестой по степени увлажнения – класс сухих климатов В.

Определение классов климата

Классы	Класс климатов	Определение
А	Тропические	Среднемесячные температуры больше 17°C в течение всего года
Граница мороза		
С	Субтропические	Среднемесячные температуры больше 9°C в 8–12 месяцах
Д	Умеренный	Среднемесячные температуры больше 9°C в 4–7 месяцах
Е	Субарктические	Среднемесячные температуры больше 9°C в 1–3 месяцах
Граница леса		
F	Полярные	Ни в одном месяце среднемесячная температура не превышает 9°C
Граница сухости		
В	Сухие	Испарение превышает осадки

Для отнесения того или иного места к сухим климатам необходимо сравнить среднее годовое количество осадков в мм с пределом сухости ПС:

$$ПС = 20(t - 10^\circ + 0,3 \text{ ПЛО}),$$

где t – средняя годовая температура (°C), ПЛО – процент летних осадков от общего годового количества осадков. К летним осадкам в Северном полушарии относится сумма осадков с апреля по сентябрь, в Южном – с октября по март.

Перечисленные в таблице классы климатов делятся на типы и окончательно в классификации В. Кёппена и Г. Треварта насчитываются 16 главных климатов:

A_r – тропический дождливый климат;

A_m – тропический муссонный дождливый климат;

A_w – тропический летний дождливый климат;

A_s – тропический зимний дождливый климат;

BS – климат степи;

BW – климат пустыни;

BM – морской пустынный климат;

C_r – субтропический дождливый климат;

C_w – субтропический летний дождливый климат;

C_s – субтропический зимний дождливый климат;

DO – умеренный морской климат;
DC – умеренный континентальный климат;
EO – субарктический морской климат;
EC – субарктический континентальный климат;
FT – климат тундры;
FI – ледовый климат.

Как отмечено в (Хромов, Петросянц, 2004), классификация В. Кёппена и Г. Треварта удобна тем, что для отнесения того или иного места к тому или иному типу климата достаточно иметь данные о среднемесячных и среднегодовых значениях температуры и осадков, но в то же время эта классификация мало говорит о генезисе того или иного типа климата. В этом ее недостаток.

Классификация климатов Л.С. Берга исходит из разработанной им классификации ландшафтно-географических зон суши. Все типы климатов Берг разделяет на два крупных класса: А. Климаты низин: а) климаты океанов, б) климаты суши; Б. Климаты возвышенностей: а) климаты нагорий и плато, б) климаты горных систем и отдельных гор.

Климат низин.

1. Климат тундры. Средняя температура самого теплого месяца не выше 10–12°C, но не ниже 0°C. Относительная влажность в 13 ч больше 70%. Имеются два подтипа а) тундра Северного полушария с большой годовой амплитудой температуры (материкового типа) и б) тундра Южного полушария с малой амплитудой температуры (океанического типа).

2. Климат тайги, или Сибирский. Температура июля 10° – 20°C, годовая амплитуда не менее 10°C, осадков 300–600 мм в году (относительная влажность в 13 ч и самого теплого месяца 50–70%). Подтипы: а) западный с облачной и снежной зимой; б) восточносибирский с ясной, сухой, очень холодной зимой.

3. Климат лесов умеренной зоны, или климат дуба. Средняя температура четырех месяцев теплого времени года выше 10°C, но не более 22°C. Преобладают летние осадки и лиственные леса с опадающей листвой, среди которых видную роль почти всюду играют дубы. Разнообразие пород велико: от вечнозеленых до бука, дуба и других, а в морских подтипах этого климата до березового лесостепья.

4. Муссонный климат умеренных широт. Это разновидность климата дуба с ясной холодной сухой зимой, дождливым летом и сезонной сменой преобладающих ветров.

5. Климат степей. Лето теплое или жаркое, максимум осадков приходится на лето. Разновидности: а) климат степей с прохладными зимами (относительная влажность в 13 ч в июле и августе 35–45%), осадков 200–450 мм, суховеи (степи умеренного пояса); б) климат степей с теплыми зимами (степи субтропические и тропические).

6. Климат средиземноморский. Характерен для субтропиков. Лето жаркое, сухое, средняя температура летних месяцев 23–28°C; зима теплая, влажная, средняя температура самого холодного месяца выше 0°C; осадки выпадают осенью, зимой и весной. Разновидности: а) климат этезий, б) климат субтропических степей, в) средиземноморский климат с прохладным летом.

7. Климат субтропических лесов. Средняя температура самого холодного месяца выше 2°C. Лето жаркое, богатое осадками, зимой осадков сравнительно мало. Годовая сумма осадков более 1000 мм.

8. Климат внутриматериковых пустынь (умеренного пояса). Осадков мало во все сезоны (300 мм и менее), но особенно их мало летом. Лето сухое, иногда совершенно бездождное, безоблачное и жаркое. Средняя температура самого теплого месяца 25–32°C. Зима прохладная, температура самого холодного месяца обычно ниже 2°C, выпадает, хотя и на короткое время, снег. Особую разновидность составляет пустынный климат Патагонии со сравнительно прохладным летом.

9. Климат субтропических пустынь (областей пассатов). Осадков очень мало. Лето жаркое, бездождное; если даже максимум осадков выпадает зимой, то их недостаточно, чтобы образовать сплошной ковер растительности. Зима тоже жаркая или теплая (температура самого холодного месяца не ниже 10°C). Суточная амплитуда температуры воздуха очень большая. Особую разновидность климата субтропических пустынь представляет климат пустынных побережий Перу, севера Чили и западного побережья Южной Америки на север до 18° ю.ш. Эти пустыни располагаются по соседству со сравнительно холодным океаном (из-за поднимающейся из глубин холодной воды и холодных течений) и отличаются частыми туманами (особенно зимой), которые выносятся на сушу мощным морским бризом.

10. Климат саванн, или тропического лесостепья. Температура самого холодного месяца выше 18°C. Дождей много, но осадков не больше 2000–2500 мм в год; имеется ясно выраженный сухой период, приходящийся на зиму и весну соответствующего полушария. Местами развиты муссоны, а в период смены муссонов могут возникать тропические циклоны.

11. Климат влажных тропических лесов. Дождей много, не менее 1500 мм в год, сухого сезона или совсем нет, или он настолько непродолжителен, что не мешает произрастанию влаголюбивой тропической растительности. Температура самого холодного месяца не ниже 18°C. Годовая амплитуда мала, от 1° до 6°C. Погода отличается большим постоянством изо дня в день. В годовом ходе обычно имеются два максимума дождей, приходящиеся на периоды равноденствия.

Климат высоких плато (плоских возвышенностей не менее 1000 м абсолютной высоты). Считается, что климат высоких плато сходен с климатом низин, только он поднят вверх, а потому для него характерны большие суточные амплитуды температуры. Л.С. Берг выделяет следующие типы климата:

1) тип полярных ледяных плато (плато Гренландии, Антарктида, северный остров Новой Земли), т.е. климат вечного мороза (нет месяца с температурой выше 0°C);

2) тип высоких степей и полупустынь умеренного климата (северо-западная Монголия, Армянское нагорье);

3) тип пустынь умеренных широт (Китайский Туркестан);

4) тип Тибетский (Тибет, Памир). Лето прохладное, большие годовая и суточная амплитуды;

5) тип субтропических степей, или иранский, с жарким летом и умеренной зимой. Осадков мало – 130–250 мм, лето бездождное, максимум осадков зимой или весной;

6) тип тропических плато, или высоких саванн, годовая амплитуда мала, максимум дождей во второй половине лета; зимой и частью весной сухой период (высокие плато Чили, Перу, Боливии, Эквадора, Мексики, Эфиопии).

Как отмечено в работе (Хромов, Петросянц, 2004), достоинство классификации Л.С. Берга в том, что его климаты хорошо увязываются с ландшафтными зонами, хотя климатическое районирование его менее детально, чем карта климатов В. Кёппена и Г. Треварта.

Классификация климатов Б.П. Алисова

Б.П. Алисов предложил выделять климатические зоны и области исходя из условий общей циркуляции атмосферы. Семь основных климатических зон – экваториальную, две тропические, две умеренные и две полярные (по одной в каждом полушарии) – он выделяет как зоны, в которых климатообразование круглый год происходит под

преобладающим воздействием воздушных масс только одного типа: экваториального, тропического, умеренного (полярного) и арктического (в Южном полушарии антарктического) воздуха (Хромов, Петросянц, 2004).

Между ними Алисов различает шесть переходных зон, по три в каждом полушарии, характеризующихся сезонной сменой преобладающих воздушных масс. Это две субэкваториальные зоны, или зоны тропических муссонов, в которых летом преобладает экваториальный, а зимой тропический воздух; две субтропические зоны, в которых летом преобладает тропический, а зимой умеренный воздух; зоны субарктическая и субантарктическая, в которых летом преобладает умеренный, а зимой арктический или антарктический воздух.

Границы зон определяются по среднему положению климатологических фронтов.

В каждой из широтных зон различаются четыре основных типа климата: материковый, океанический, климат западных берегов и климат восточных берегов.

Классификация климатов по Б.П. Алисову представлена в табл. 4.4.

Известны также гидрологическая классификация климата, предложенная А.И. Воейковым; ландшафтно-почвенная классификация В.В. Докучаева; сельскохозяйственное районирование Т.Г. Селянинова.

Т.Г. Селянинов при разработке своей климатической классификации учитывал четыре главных фактора: 1) продолжительность светового дня, 2) приток радиации, 3) уровень температуры и продолжительность вегетационного периода, 4) степень и сезонность увлажнения.

Для характеристики увлажнения используется гидротермический коэффициент (ГТК), представляющий отношение количества осадков в миллиметрах к одной десятой сумме температур. По обеспеченности осадками выделяются четыре зоны:

- 1) избыточно влажная зона, ГТК выше 1,5–2,0;
- 2) обеспеченная влагой зона, ГТК от 2,0 до 1,0;
- 3) зона сухого земледелия, ГТК менее 1,0;
- 4) зона ирригации, ГТК менее 0,5.

М.И. Будыко и А.А. Григорьев разработали классификацию климатов, основанную на характеристиках теплового баланса деятельной поверхности, критический анализ которой представлен в (Климатология, 1989).

Т а б л и ц а 4.4

Схема широтных поясов (зон) и типов климата. По Б.П. Алисову

преоб- эквато- го воз- В)	2 – пояс экватори- альных муссонов, или субэкватори- альный	3 – пояс преоб- ладания тропи- ческого воздуха	4 – пояс субтропи- ческий	5 – пояс преобла- дания воздуха умеренных широт (УВ)	6 – пояс субаркти- ческий (субантарк- тический)	7 – пояс ческого тарктич- воздуха
нен- эквато- й. Ланд- лажный альный	1 – континенталь- ных муссонов. Ланд- шафт – саванна	1 – континен- тально- тропический. Ландшафт – тропическая пустыня	1 – континенталь- ный субтропиче- ский. Ландшафт – субтропические пустыни и степи	1 – континенталь- ный умерен-ных широт. Ланд- шафт – полупус- тыни, степи, леса умеренных широт	1 – континенталь- ный субарктиче- ский. Ландшафт – тайга, лесотундра	1 – аркти- ский. Ла- – поляр- дра, льд
ниче- атори-	2 – океанических муссонов	2 – океаниче- ский тропиче- ский	2 – океанический субтропический	2 – океанический умеренных широт	2 – океанический субарктический или субантарктический. Ландшафт – при- морская тундра	2 – клим- тарктич- Ландша- полярна- ра, льд
	3 – пояс муссонов западных берегов континентов. Ландшафт – саван- на	3 – пояс восточной периферии океа- нических антици- клонов. Ландшафт побережий – влажные пустыни	3 – морской суб- тропический запад- ных берегов конти- нентов. Ландшафт - средиземноморский	3- морской запад- ных берегов. Ландшафты – луга, широколиственные леса		
	4 – поясмуссонов восточных берегов континентов. Ландшафт – влаж- ный экваториаль- ный лес	4 – пояс запад- ной периферии океанических антициклонов. Ландшафт побе- режий – тропи- ческие леса	4 – муссонно - субтропический восточных берегов. Ландшафт – суб- тропические леса	4 – муссонный восточных бере- гов. Ландшафты – леса и степи уме- ренного пояса		

4.3. Компоненты климатической системы

Полная климатическая система (КС) состоит из пяти физических компонентов: атмосферы, океана, криосферы, поверхности суши и биомассы (Кароль, 1988). Краткие сведения о них таковы.

Т а б л и ц а 4.5

Характеристики отдельных подсистем климатической системы (Saltzman, 1983)

Подсистема	Площадь, 10^{12} м^2	Характер- ный верти- кальный масштаб, м	Плотность, кг/м^3	Масса, 10^{18} кг	Удельная теплоем- кость, 10^3 Дж/(кгК)	Полная теплоем- кость, 10^{21} Дж/К	Коэффици- ент верти- кальной турбулент- ной (или молекуляр- ной) диф- фузии теп- ла, $\text{м}^2/\text{с}$	Типичный временной масштаб вертикаль- ной диф- фузии теп- ла, с
Атмосфера:								
свободная атмосфера	510	10^4	0-1	5	1	5	10^2	10^6
пограничный слой	510	10^3	1	0.5	1	0.5	10	10^5
Океан:								
верхний квазиодно- родный слой	334	10^2	10^3	34	4	10^2	10^{-2}	10^6
глубинный слой	362	$4 \cdot 10^3$	10^3	1400	4	$5 \cdot 10^3$	10^{-3}	10^{10}
Криосфера:								
морской лед	30	1	10^3	0.5	2	10^{-1}	10^{-6}	10^6
снежный покров суши	80	1	$5 \cdot 10^2$	10^{-1}	2	10^{-1}	10^{-7}	10^5
горные ледники	1	10^2	10^3	10^{-1}	2	10^{-1}	10^{-6}	10^{10}
ледниковые щиты	14	10^3	10^3	10	2	10	10^{-6}	10^{12}
Литосфера:								
озера и реки	2	10^2	10^3	0.2	4	1	10^{-3}	10^6
Деятельный слой суши	131	2	$3 \cdot 10^3$	1	0.8	1	10^{-6}	10^6

Атмосфера, представляющая собой газовую оболочку Земли, – наиболее изменчивая часть системы. Характерное время реакции или тепловой адаптации тропосферы имеет порядок одного месяца. Количественные характеристики компонентов КС приведены в табл. 4.5.

Понятие "океан" включает в себя соленые воды Мирового океана и прилегающих к нему морей. Большая часть солнечной радиации поглощается им, благодаря своей высокой теплоемкости океан превращается в гигантский резервуар энергии. Ежегодно океан поглощает почти в два раза больше солнечной энергии (в среднем 90 ккал/см^2 в год), чем суша (50 ккал/см^2 в год), что определяет огромную роль океана в планетарном теплообмене. Основная часть поглощенной в океане энергии (80%) расходуется на испарение более 500 тыс. км³ воды и обеспечивает глобальный влагообмен.

Т а б л и ц а 4.6

Времена установления состояния равновесия для некоторых подсистем КС Земли (Henderson – Sellers and McGuffie, 1987)

Область влияния КС	Время установления равновесного состояния
Атмосфера: свободная пограничный слой	11 суток 24 часа
Мировой океан: перемешанный слой глубокий океан морской лед	7–8 лет 300 лет от суток до 100 лет
Континенты: озера и реки почвенно-растительные формации снежный покров и поверхностный лед	11 суток 11 суток 24 часа
Горные ледники	300 лет
Ледяные щиты	3000 лет
Мантии Земли	30 млн. лет

Поступающая в атмосферу влага переносится воздушными течениями, конденсируется и снова выпадает на земную поверхность. Ее общее количество в атмосфере составляет 13–14 тыс. км³, что соответствует слою воды на всей земной поверхности в 25 мм. Основная масса паров в атмосфере (90%) сосредоточена до высоты 5 км. В результате очень быстрого оборота (полная смена происходит за 9–10 дней) влага

играет важнейшую роль в процессах, происходящих на земной поверхности. За год из атмосферы выпадает 577 тыс. км³ воды в виде различных осадков (Клиге, 2000). Океанические течения переносят большое количество тепла из экваториальных областей к полярным, участвуя тем самым в формировании глобального баланса энергии.

Поверхностные слои воды океана взаимодействуют с атмосферой или льдом в масштабах времени от месяцев до лет. Для более глубоких слоев океана характерное время адаптации порядка столетий. Океан и атмосфера обмениваются углекислым газом, происходит формирование химического баланса КС.

К криосфере, под которой понимают запасы льда и снега на земном шаре, относятся материковые и ледяные щиты, горные ледники, морские льды и снежный покров на суше. Изменения снежного покрова и площади морских льдов имеют ярко выраженный сезонный ход. Ледники и ледяные щиты изменяются значительно медленнее.

Под поверхностью суши понимается все, что имеется на суше, включая горы, поверхностные породы, осадочные породы и почвы; озера, реки и подземные воды (гидрологический цикл). Это переменные компоненты КС во всех временных масштабах. Земная поверхность является важным источником поступления в воздух частиц, имеющих и климатическое значение. В свою очередь, почва изменяется под воздействием изменений климата и растительности.

В почвенном покрове обитает более 90% биомассы животных и микроорганизмов и с почвой связана вся биомасса растительности суши, а она соответствует 99,8% биомассы нашей планеты. В почве живет более 92% биологических видов растений и животных. Дыхание почвы оказывает существенное влияние на газовый состав атмосферы, на содержание в ней влаги, оксидов углерода, азота, метана и других соединений. Оказалось, например, что основным источником диоксида углерода на территории России является дыхание почв, которое в 5 раз превышает объем антропогенных выбросов СО₂ в атмосферу. Почва и почвенный покров – мощнейшая регуляторная система в жизни современных наземных экосистем и биосферы Земли.

Почва осуществляет:

- 1) поглощение и отражение солнечной радиации,
- 2) регулирование влагооборота атмосферы,
- 3) регулирование газового состава и режима атмосферы (Добровольский, 1998, 2000).

Распределение воды и суши на земном шаре

Площадь поверхности Земли равна 510 млн. км². Из этой площади водами Мирового океана покрыто 361,3 млн. км², или 71 %, в то время как площадь суши составляет 149 млн. км², или 29 %. Вода и суша распределены по территории земного шара неравномерно. В Северном полушарии на долю суши приходится 100 млн. км², или 39 %, а в Южном – 49 млн. км², или 19 %. Площадь водной поверхности в Северном полушарии составляет 155 млн. км², т.е. 61 %, а в Южном – 206 млн. км², или 81 %. Неравномерное распределение воды и суши имеет большое значение для распределения составляющих теплового и водного балансов, формирования общей циркуляции атмосферы и океана, а также для других планетарных и региональных процессов.

Т а б л и ц а 4.7

Запасы воды на Земле (Малинин, 1998)

Вид воды	Площадь распространения млн. км ²	Объем, 10 ³ км ³	Слой
Мировой океан	361,3	1340 740	3711
Подземные воды (гравитационные и капиллярные)	134,8	23 400	174
Пресные подземные воды	134,8	10 530	78
Почвенная влага	82,0	16,5	0,2
Ледники и постоянно залегающий снежный покров, в том числе:			
Антарктида	14,0	22 410	1603
Гренландия	1,8	2340	1300
Арктические острова	0,2	83,5	348
горные районы	0,2	40,6	181
Подземные льды зоны многолетнемерзлых пород	21,0	300	14
Запасы воды в озерах	2,0	176,4	87
в том числе:			
пресные	1,2	91	73
соленые	0,8	85,4	110
Воды болот	2,7	11,5	3,73
Воды в руслах рек	148,8	2,1	0,13
Биологическая вода	510,0	1,1	0,002
Вода в атмосфере	510,0	12,9	0,025
Общие запасы воды	510,0	1 389 530	2724
Пресные воды	148,8	35 830	241

Общие запасы воды в гидросфере составляют около 1386 млн. км³, Мировой океан содержит 96,5 % от суммарных запасов воды в гидросфере, в атмосфере находится лишь 13 000 км³ (0,001%). В таблице представлены запасы воды на Земле.

Т а б л и ц а 4.8

Гидрофизические характеристики климата океанов

Океан	Температура поверхности океана, °С			Соленость поверхности, %			Средняя температура вод, °С	Средняя соленость, вод, %
	полушарие		в целом	полушарие		в целом		
	Северное	Южное		Северное	Южное			
Атлантический	20,7	16,4	18,6	35,45	35,31	34,87	5,6	34,87
Индийский	28,1	16,8	18,7	35,38	34,84	34,87	6,7	34,58
Тихий	22,2	19,1	20,6	34,17	35,03	34,58	4,7	34,63
Мировой	22,3	17,8	19,7	34,71	35,03	34,73	5,0	34,71

Таблица 4.9

Глобальные оценки количества льда в криосфере

Лед	Площадь, 10^6 км^2	Объем, км^3
Ледниковый покров Антарктиды	14	$28 \cdot 10^6$
Ледниковый покров Гренландии	1,8	$2,7 \cdot 10^6$
Горные ледники	0,35	$0,24 \cdot 10^6$
Вечная мерзлота	8	$(0,2 - 0,5) \cdot 10^6$
Морской лед:		
Южное полушарие, минимум	2,5	$5 \cdot 10^3$
максимум	19	$5 \cdot 10^4$
Северное полушарие, минимум	8	$1,7 \cdot 10^4$
максимум	14	$3,7 \cdot 10^4$

На материках и в криосфере наблюдается большое многообразие видов природных вод. Суммарное количество материковых вод оценивается в $34,137 \cdot 10^6$ км³, из них почти 99% приходится на долю подземных вод. Суммарная масса льда в криосфере оценивается в $24,4 \cdot 10^6$ т, что составляет 1,76%. К криосфере относятся материковые ледниковые щиты (Антарктида и Гренландия), горные ледники, льды вечной мерзлоты, снежный покров и морские льды. При этом в постоянно зале-

гающем снежном покрове объем воды оказывается даже больше, чем в Антарктическом ледниковом щите. По расчетам при полном таянии современного ледяного покрова на Земле уровень Мирового океана повысился бы на 66 м, что привело бы к катастрофическим последствиям. Учитывая, что объем Земли составляет 1075,31 млрд. км³, то объем Мирового океана составляет 1/800 объема Земли.

Ледниковые покровы в Антарктиде и Гренландии представляют собой сплошные массы (щиты) материкового льда, нависающего над океаном. Средняя толщина ледяных щитов составляет около 2000 м. Высота куполов в Гренландии достигает 3000 м, в Восточной Антарктиде – 4000 м. Объем антарктических ледников составляет 28 млн. км³, скорость питания ледникового покрова атмосферными осадками минимальна в центральных областях (~ 30 мм/год) и возрастает до 400 – 600 мм в год на побережье. Гренландский ледяной щит занимает площадь 1,8 млн. км². Объем льда в нем составляет 2,7 млн. км³, а скорость питания минимальна на севере (около 150 мм/год) и максимальна на юге (до 800 мм/год).

Горные ледники составляют незначительную часть криосферы, они чутко реагируют на изменения климата. Их таяние привело бы к повышению уровня Мирового океана на 1,8 м.

Вечная мерзлота покрывает примерно 20% поверхности суши. Ее наибольшая глубина отмечается в Сибири (на р. Мархе до 1500 м), в Северной Америке (до 600 м).

Сезонный снежный покров ежегодно покрывает около 100 млн. км², в том числе 64 млн. км² (примерно 25% от площади полушария) в Северном полушарии и 36 млн. км² (14%) в Южном. Средняя продолжительность залегания снежного покрова в Северном полушарии порядка шести месяцев, а в Южном – восьми. Снежный покров оказывает существенное влияние на климат.

К биомассе относят растительность на суше и в океане, а также живые организмы в воздухе, море и на суше, включая самого человека. Все эти биологические элементы чувствительны к климату и могут сами оказывать на него влияние. Биомасса играет важную роль в балансе СО₂ в атмосфере и океане, в производстве аэрозолей и связанных с этим химических балансах других газов и солей, входящих в состав атмосферы и океана. Для естественных изменений растительности, вызванных изменениями температуры, радиации и осадков, характерны масштабы времени от сезонов до тысячелетий. В свою очередь, изменения характеристик растительного покрова приводят к

изменениям альбедо подстилающей поверхности и ее шероховатости, меняют условия испарения и гидрологию подземных вод. Изменения численности животных, зависящих от наличия подходящей пищи и среды обитания, также отражают изменения климата.

Рассмотрим дополнительно некоторые количественные характеристики биосферного блока земной климатической системы (ЗКС) (Мохов, 1993). Основная доля (95–99%) массы живого вещества в земной климатической системе (ЗКС) относится к растительным фотосинтезирующим организмам. Общие запасы фитомассы суши оцениваются в $2,4 \cdot 10^{12}$ т в единицах сухого веса. Наибольшие значения фитомассы на единицу площади отмечены в теплых тропических широтах. Во влажнотропических лесах средняя плотность биомассы 65 кг/м^2 , тогда как в тропических и субтропических пустынях при дефиците влаги плотность биомассы достигает $0,2 \text{ кг/м}^2$. В термическом режиме субтропиков максимальные запасы фитомассы составляют 45 кг/м^2 . Наблюдается уменьшение запасов фитомассы с уменьшением температуры и влагосодержания в субполярных и полярных широтах.

В Мировом океане запасы фитомассы оцениваются почти в $1,5 \cdot 10^4$ раз меньше, чем на суше, т.е. $2 \cdot 10^8$ т (речные и озерные запасы фитомассы составляют около четверти океанического). Причем максимальная биомасса в океане соответствует средним широтам с более интенсивным перемешиванием вод. Уменьшение океанической биомассы в высоких широтах связано с низкой температурой воды и коротким вегетационным периодом.

Годовое производство фитомассы суши оценивается величиной $1,7 \cdot 10^{11}$ т (7% от общих запасов фитомассы). Максимальное производство фитомассы наблюдается в обеспеченных влагой тропических и субтропических широтах – почти до 3 кг/м^2 , около 1 кг/м^2 в средних широтах, а в полярных уменьшается до $0,2 \text{ кг/м}^2$ и меньших значений. Годовое производство фитомассы Мирового океана оценивается в $0,13–0,2 \text{ кг/м}^2$ или в целом $(6–7) \cdot 10^{10}$ т. Около 90% мертвого органического вещества почвы – гумус, его количество оценивается в $(2–2,5) \cdot 10^{12}$ т.

Между различными компонентами и переменными климатической системы происходит постоянное взаимодействие, что наглядно представлено на рис. 4.5. При этом особая роль принадлежит так называемым обратным связям, устанавливающимся между различными переменными внутренней системы и управляющими КС в масштабах времени от долей года до тысячелетий. Эти механизмы взаимодействия или обратной связи могут либо усиливать аномалии одного из

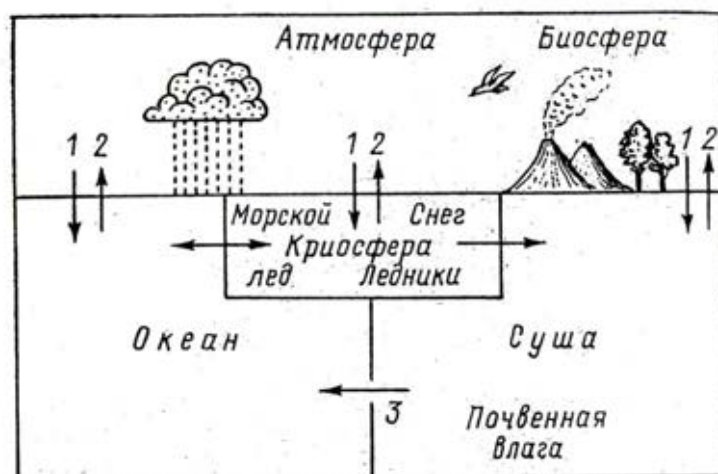


Рис. 4.5. Составляющие климатической системы
(Peixoto, Oort, 1984)

взаимодействующих элементов (положительная обратная связь), либо ослаблять ее (отрицательная обратная связь). Существует большое количество таких механизмов, которые могут действовать в атмосфере и океане, связывая любые элементы КС (Кароль, 1988). В таблице 4.10 приводятся наиболее важные обратные связи, управляющие климатическим процессом в земной климатической системе (ЗКС).

Т а б л и ц а 4.10
Обратные связи в земной КС (Хмелевцов, 1988)

№ п/п	Механизм	Физические связи	Знак обратной связи
1	2	3	4
1.	Альbedo-температура	Уменьшение Т – увеличение альbedo-охлаждение	Положительная
2.	Температура – уходящее длинноволновое излучение	Увеличение Т – увеличение потока радиации – выхолаживание – уменьшение температуры	Отрицательная
3.	Водяной пар – температура	Увеличение Т – увеличение поглощения ИК излучения – потепление	Положительная
4.	Облачность – температура	Изменение балла облачности – изменение радиационного баланса – изменение температуры	Неопределенная

1	2	3	4
5.	Изменение свойств поверхности живыми организмами (биоальбедные)	Увеличение доли земной поверхности, занятой растениями, уменьшение альбедо поверхности – увеличение температуры	Положительная
6.	Изменение вертикального градиента температуры – изменение приземной температуры	Уменьшение Θ – уменьшение высоты облачности – увеличение уходящего длинноволнового излучения – уменьшение температуры	Положительная
7.	Тепловая инерция океанов	Поглощение и выделение тепла при изменениях температуры	Отрицательная
8.	Парниковый эффект за счет увеличения содержания CO_2 в атмосфере	Увеличение T за счет парникового эффекта – увеличение скорости поглощения CO_2 – уменьшение парникового эффекта	Отрицательная

4.4. Причины изменения климата и его колебания в современный период

Климат Земли постоянно меняется. И для этого есть основания. К числу основных факторов и причин, определяющих эволюцию глобального климата за значительные промежутки времени, относятся следующие (Предстоящие изменения климата, 1991):

- 1) изменение потоков солнечной радиации, связанное с изменением излучения Солнца;
- 2) изменения в распределении суши и моря, определяемые тектоникой плит, и связанные с этими процессами изменения орографии суши, изменения циркуляции океана и его уровня;
- 3) изменение газового состава атмосферы, в первую очередь концентрации углекислого газа и метана;
- 4) изменение альбедо;
- 5) изменение орбитальных параметров Земли;

6) изменение катастрофического характера – земного и космического.

Если рассматривать изменения климата на протяжении тысячелетия, то, по мнению авторов (Клименко А.В., Клименко В.В., 1998), наиболее существенными оказываются следующие факторы:

1) концентрация парниковых газов атмосферы;

2) концентрация тропосферных аэрозолей (серно-кислотные или сульфатные аэрозоли, образующиеся в результате взаимодействия оксидов серы и атмосферного водяного пара);

3) солнечная постоянная, т.е. тепловой поток, поступающий от Солнца на внешнюю границу атмосферы;

4) вулканическая активность, определяющая степень насыщения стратосферы аэрозолями серной кислоты. В отличие от тропосферного аэрозоля со временем жизни примерно 6 суток, стратосферный аэрозоль является долгоживущим – его время жизни достигает 5–7 лет;

5) аperiodические колебания в системе атмосфера – океан (явление Эль-Ниньо/Южное колебание) – повторяющиеся через нерегулярные промежутки времени значительные (до 12°C) колебания температуры морской воды в гигантской акватории Тихого океана ($0\text{--}12^{\circ}$ южной широты, $180\text{--}80^{\circ}$ западной долготы);

6) параметры орбиты Земли: эксцентриситет, прецессия, угол наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики (рис. 4.6; 4.7).

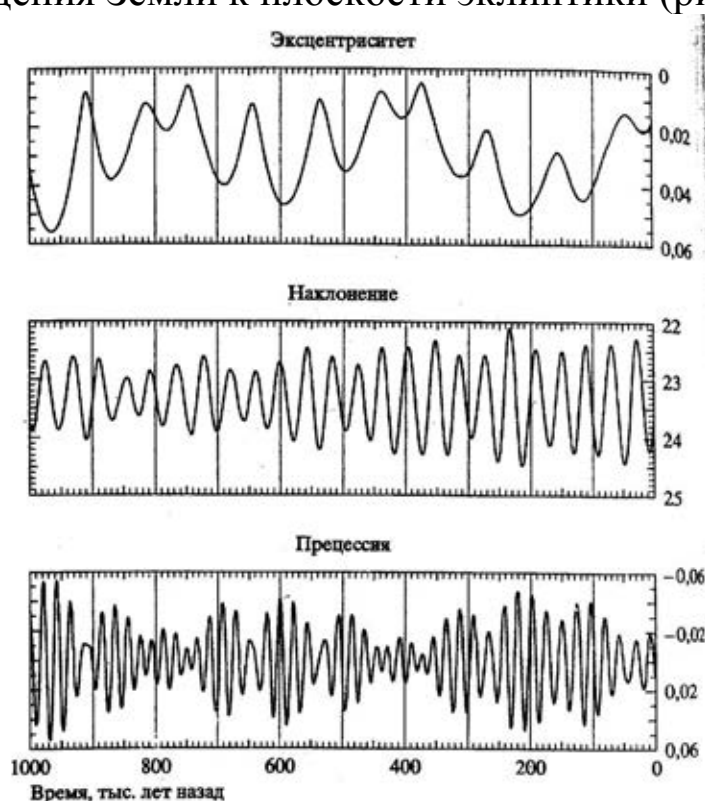


Рис. 4.6. Рассчитанные за последний миллион лет вариации параметров земной орбиты

(Berger, 1978, 1988; Berger, Loute, 1992)

Изменения первых двух факторов происходят в современный период, в основном, под влиянием антропогенной деятельности. Остальные факторы имеют естественное происхождение. Так, смена холодных ледниковых эпох теплыми межледниковьями объясняется циклами Миланковича. Ледниковые эпохи наступают, когда все три фактора (прецессия, нутация и изменение формы орбиты Земли) действуют в одном направлении. Началу последней ледниковой эпохи (около 116 тысяч лет назад) соответствовало уменьшение приходящей солнечной радиации на 65° с.ш. в середине июня примерно на 40 Вт/м^2 по сравнению с современным значением. Согласно модельным расчетам, новая ледниковая эпоха по естественным причинам не начнется в ближайшие 30 тысяч лет.

В принципе, вышеперечисленные положения нашли свое отражение и в Оценочном докладе (2007), согласно которому основным фактором, приводившим к изменениям климата в прошлом, являлись изменения радиационного баланса системы атмосфера – поверхность земли. Существуют три фундаментальные причины, почему может меняться радиационный баланс земного шара, вызывая тем самым изменения климата (Jansen et al., 2007):

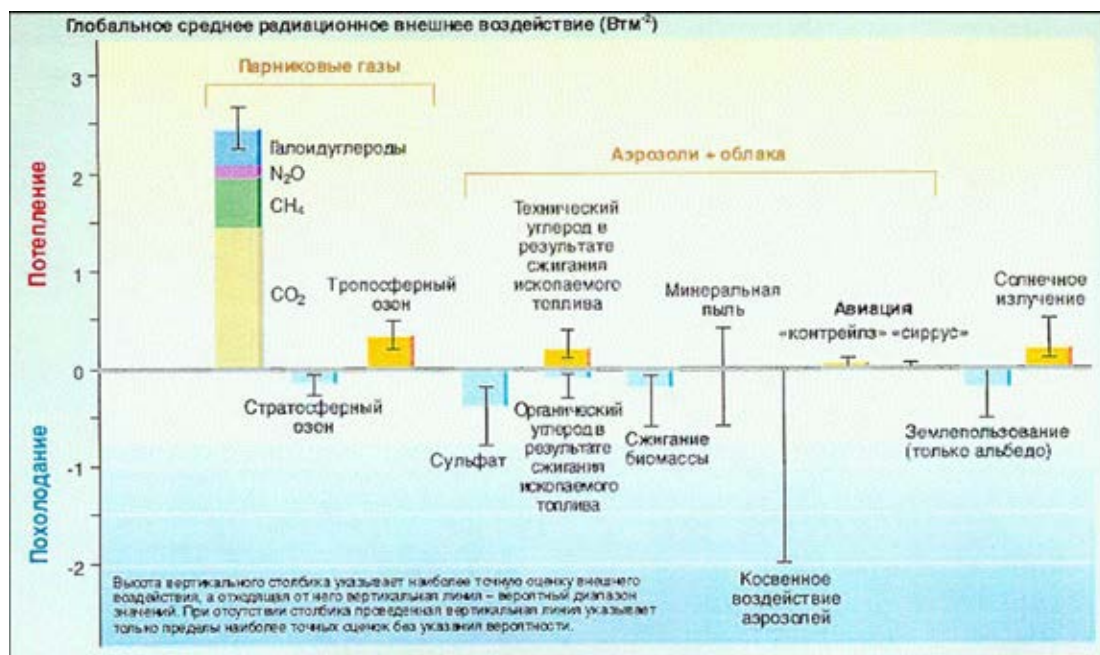


Рис. 4.7. Осредненное по земному шару радиационное воздействие на климатическую систему внешних факторов изменения климата в 2000 г. по отношению к 1750 г. Прямоугольники – оценки вклада рассматриваемых факторов; вертикальная линия около прямоугольника указывает диапазон оценок с учетом разброса опубликованных значений воздействий и физического понимания; вертикальная черта без прямоугольника означает

воздействие, для которого лучшая оценка не может быть получена из-за больших неопределенностей.

- орбитальных параметров Земли или поступающего на верхнюю границу атмосферы потока солнечной радиации (СР);

- доли СР, которая отражается в мировое пространство. Эта доля (альбедо) может меняться в результате изменений облачности, концентрации атмосферного аэрозоля или отдельных свойств подстилающей поверхности;

- потока длинноволновой радиации, уходящего в мировое пространство, в результате изменения концентраций парниковых газов в атмосфере.

Отмечается, что солнечная активность не может быть причиной современного потепления климата, так как прямое радиационное воздействие на глобальную атмосферу в результате изменений солнечного потока с 1750 г. по настоящее время составляет $0,12 \text{ Вт/м}^2$, тогда как суммарное радиационное воздействие хозяйственной деятельности равно $1,6 \text{ Вт/м}^2$.

В последнее столетие (1906–2005 гг.) с помощью наземной метеорологической сети зафиксировано достоверное повышение средней глобальной температуры у поверхности Земли на $0,74^\circ\text{C}$. Потепление происходит на фоне устойчивого роста концентрации парниковых газов и, в первую очередь, диоксида углерода. При этом температура воздуха, имея в целом тенденцию к росту, изменялась волнообразно: похолодание в конце 1880-х гг., потепление с 1890-х по 1940-х гг., похолодание до середины 1960-х гг., и вновь потепление с начала 1970-х г. Согласно (IPCC, 2007), одиннадцать из 12 последних лет (1995–2006) попали в число двенадцати самых теплых лет по результатам инструментальных наблюдений глобальной приземной температуры (с 1850 г.). Линейный тренд потепления за 50 лет 1956–2005 гг. ($0,13^\circ\text{C}$ за десятилетие) почти вдвое выше тренда за 100 лет 1906–2005 гг.. Рост температуры наблюдается по всему земному шару и особенно в высоких широтах. Средние температуры в Арктике за последние 100 лет повышались темпами, почти вдвое превышающими глобальные средние. Районы суши нагревались быстрее, чем океаны. Наблюдения, проводимые с 1961 г., показывают, что средняя температура Мирового океана повысилась до глубины минимум в 3000 м и что океан поглощает более 80% тепла, дополнительно поступающего в климатическую систему. Новые анализы шарозондовых и спутниковых измерений температуры в нижних и средних слоях тропосферы

показывают темпы потепления, схожие с теми, которые наблюдались по приземной температуре. Данные рис. 4.8, 4.9 дают наглядное представление об изменении средней глобальной температуры воздуха на различных временных масштабах.

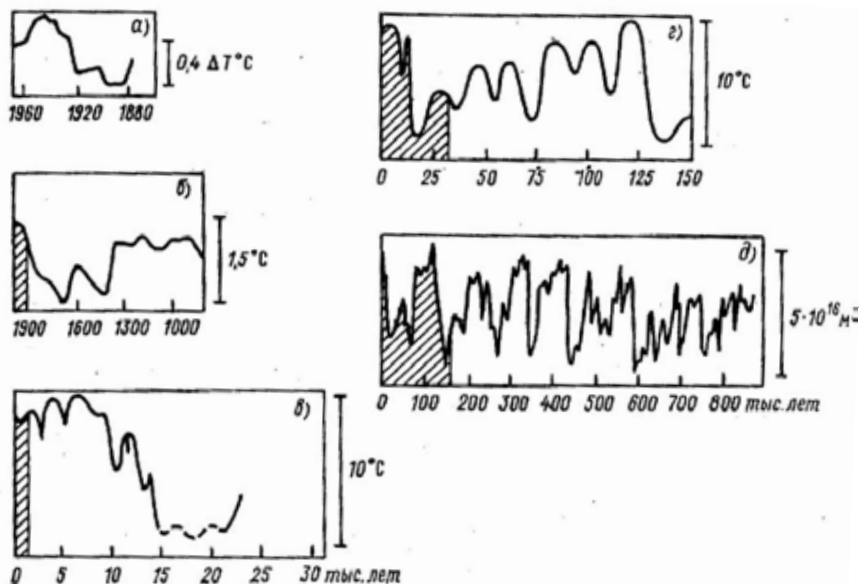


Рис. 4.8. Изменения глобального климата (среднегодовой температуры нижней атмосферы) в разных масштабах прошлого времени:

a – измеренная температура, средняя по северному полушарию; *б* – индекс суровости зим в восточной Европе; *в* – обобщенные изменения температуры воздуха по данным о смещениях альпийских и материковых ледников, изменениях зон растительности и особенно лесов; *г* – обобщенные изменения температуры воздуха по данным об изменениях уровня океана, анализа пыльцы растений и остатков планктона в донных отложениях глубоководного океана; *д* – изменения объемов материковых льдов по изотопному составу остатков планктона в донных отложениях глубоководного океана

По оценкам авторов (Предстоящие изменения климата, 1991), за счет парникового эффекта потепление климата в XXI столетии приведет к заметному повышению среднеглобальной температуры. Если увеличение в атмосфере ПГ ведет к потеплению, то естественные факторы воздействуют на климат в направлении похолодания. В целом климатические условия XXI столетия ожидаются благоприятными для человечества. Согласно модельным оценкам Четвертого оценочного доклада, выполненным для различных сценариев антропогенного воздействия, по отношению к последнему двадцатилетию XX в., к концу XXI в. глобальное потепление составит в среднем от 1,8°C до 4,6°C, а повышение уровня моря, соответственно, в среднем

от 0,19 до 0,58 м. Однако среди специалистов нет единого мнения по объяснению причин современного потепления. По мнению В.П. Дымина (1998), природу этого физического феномена (возникновение аномально высокой среднегодовой приземной температуры воздуха в средних широтах Северного полушария в 80–90-е годы XX столетия) можно раскрыть с помощью математической теории климата, изучающей проблему устойчивости и чувствительности климата к малым внешним возмущениям. Важно отметить, что потепление происходит на фоне устойчивого роста концентрации парниковых газов и в первую очередь CO_2 , заметного уменьшения общего содержания озона и похолодания стратосферы, и более высоких слоев атмосферы до высот 90 км (Гивишвили, Сергеенко, Лещенко, 2000).

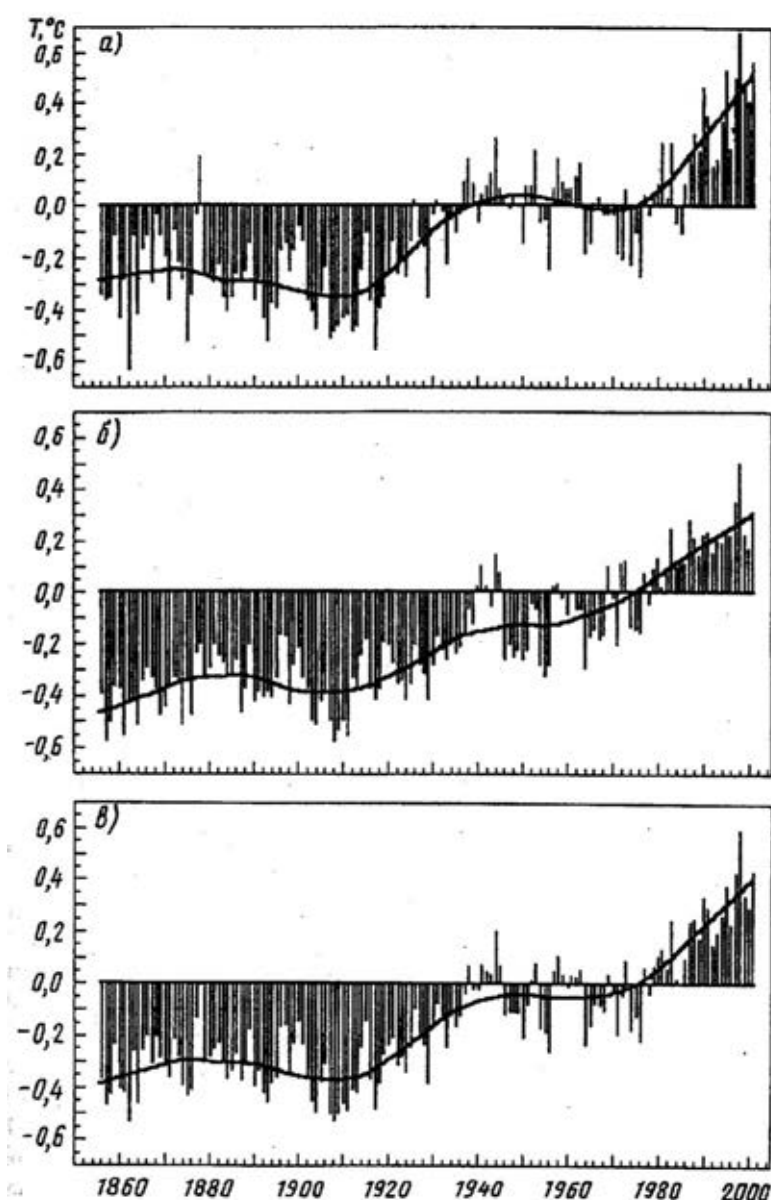


Рис. 4.9. Временные ряды аномалий среднегодовой температуры

у поверхности земли, осредненной по территории Северного (*а*) и Южного (*б*) полушарий и земного шара (*в*), за 1856–2001 гг.

В работе (Wallace, 1996) отмечаются следующие особенности последней волны современного потепления: среднегодовой тренд температуры, в основном, объясняется трендом температуры в холодное полугодие, летняя температура имеет незначительный тренд. При этом материки аномально нагреваются (особенно в центральных частях), океаны охлаждаются, так как на материках создаются более благоприятные условия для усвоения длинноволновой радиации (потепление происходит в основном ночью и в центре материков), на океанах же поглощение длинноволновой радиации происходит в поверхностной пленке, что стимулирует рост испарения и снижение температуры поверхности океана (Дроздов, Арапов, Лугина, 2000). Кроме того, в предыдущую теплую эпоху 1930–1950 гг. не было столь теплых зим, зима и лето были одинаково теплыми. По данным МГЭИК, потепление над центральными частями континентов в средних широтах СП характеризовалось, в основном, повышениями минимальных (в ночное время), а не максимальных (в дневное время) температур.

В частности, анализ векового хода максимальной и минимальной температуры в г. Казани показал, что в период 1901–1930 гг., когда потепление происходило под влиянием естественного (радиационного) фактора, наиболее заметно возрастали январские максимальные температуры, а в 1961–1990 гг. (антропогенное потепление) – минимальные (ночные). В июле в обоих случаях заметно возросли минимальные температуры, максимальные (дневные) практически не изменились.

И.И. Борзенковой (1999) отмечается, что наиболее значительное потепление за последние 10 лет отмечалось на большей части Евразии и Северной Америки. Положительная аномалия температуры в высоких широтах в 1987–1990 гг. составляла 2,0 – 3,5°C. В частности, согласно эмпирическим данным, температура воздуха в Северном полушарии в 1995 г. увеличилась на 0,55°C по сравнению с 1961–1990 гг., а в целом для земного шара – на 0,40°C. Предполагается, что повышение температуры обусловлено увеличением концентрации углекислого газа (в 1994 г. концентрация CO₂ составила 358 млн⁻¹, а в доиндустриальный период – 280 млн⁻¹). Потепление носит глобальный характер, и оно характеризуется сокращением площади горных ледников, реакцией естественной растительности, изменением состояния морского и континентального оледенения в высоких широтах обоих полушарий.

По мнению этого же автора (Борзенкова, 1998), столь быстрое и значительное потепление не является естественным колебанием климата, а связано с ростом концентрации ПГ в атмосфере вследствие антропогенной деятельности. Доказательства этого следующие:

1. Естественное потепление, связанное с увеличением прихода солнечной радиации из-за изменения прозрачности атмосферы или астрономических факторов, наиболее сильно проявляется в высоких и умеренных широтах, когда вступает в действие механизм обратной связи со льдами. При увеличении концентрации ПГ в атмосфере на начальной стадии потепления, когда таяние льдов происходит относительно слабо, наибольшее потепление, как это следует из моделей климата, следует ожидать в низких и умеренных широтах. Современные эмпирические данные полностью подтверждают такой характер потепления;

2. Потепление, связанное с ростом концентрации CO_2 и других газов, которое по модельным расчетам должно наиболее сильно проявляться в центральных районах континентов, где смягчающее влияние океана ощущается меньше. Данные ледяных кернов из высокогорных районов Тибета и Центральной Азии полностью подтверждают это предположение;

3. Прямое влияние роста концентрации CO_2 на физиологические процессы в растениях (существуют неоспоримые доказательства);

4. Изменения температуры по широте и высоте (когда в тропосфере начинается потепление, а в стратосфере – похолодание), полученные по моделям климата с учетом роста концентрации ПГ и полностью подтвержденные эмпирическими данными за последние 20 лет.

По современным представлениям, климат характеризует физическое, химическое и биологическое состояние компонентов земной климатической системы (атмосферы, океана, суши, криосферы, биоты), и поэтому для понимания его изменчивости необходима оценка динамики их параметров. По существу понятие климатической системы становится адекватным понятию окружающей природной среды. Поэтому те глобальные и региональные изменения, главным образом, антропогенного характера, которые в последние годы происходят в окружающей среде, несомненно должны найти отклик и в поведении климата.

Проблема современного изменения климата и тем более его долгосрочного прогноза остается одной из самых трудных научных проблем из-за исключительной сложности ее решения (Израэль, 1998, 1999). Наряду с глобальными изменениями наблюдается значительное

региональное разнообразие климатического режима. В одних районах отмечается совпадение региональных тенденций с глобальными, в других картина обратная (например, в северо-западной части Атлантики наблюдается похолодание на фоне глобального потепления).

В научной литературе отмечается, что глобальные процессы по-разному проявляются на региональном уровне (в полях температуры, осадков и других метеовеличин). При этом рядом авторов (Анисимов, Поляков, 1999) обсуждается возможность использования средней годовой глобально осредненной температуры воздуха в качестве предиктора для расчета ожидаемых региональных изменений климата в первой половине XXI столетия на базе установленных эмпирических связей между современными региональными и глобальными трендами температуры воздуха.

О значимости проблемы говорит тот факт, что под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО) и программы ООН по окружающей среде была создана Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК) под председательством известного ученого, профессора Берта Болина. В своем заключительном докладе 2001 г. МГЭИК не пришла к однозначному выводу по генезису современного глобального потепления, поскольку увеличение температуры в значительной мере может быть объяснено природной изменчивостью (а не только за счет увеличения антропогенного парникового эффекта). В то же время отмечается повышение степени соответствия между данными наблюдения за изменениями глобальной температуры в последние сто лет и результатами моделирования потепления под воздействием ПГ, если принять к сведению всевозрастающие доказательства наличия эффекта охлаждения, вызываемого сульфатными аэрозолями и уменьшением содержания озона в стратосфере.

В России, по данным (ОД, 2008), также происходят заметные изменения климата, различные по интенсивности в ее отдельных регионах. Так, за последние 100 лет (1907–2006 гг.) потепление в целом по России составило $1,29^{\circ}\text{C}$. Последнее тридцатилетие (1976–2006 гг.) было самым теплым, среднее потепление по России составило $1,33^{\circ}\text{C}$. При этом региональные различия темпов потепления были значительными: от $0,5^{\circ}\text{C}/100$ лет на севере Европейской территории России (ЕТР) и в Приморье до $1,4$ – $1,6^{\circ}\text{C}/100$ лет на юге Урала, Сибири и Дальнего Востока. Наибольший вклад в потепление внесло десятилетие 1996–2005 гг. Потепление наиболее выражено в зимний и весен-

ний периоды. Региональные вековые тренды зимней температуры в XX веке меняются от $0,2^{\circ}\text{C}/100$ лет на севере ЕТР до $2,4\text{--}2,6^{\circ}\text{C}/100$ лет в Сибири. При этом средний по России тренд зимой составляет $1,7^{\circ}\text{C}/100$ лет. Тренд летней температуры заметно меньше, меняется от $0,1^{\circ}\text{C}/100$ лет на ЕТР и юге Сибири до $0,9\text{--}1,1^{\circ}\text{C}/100$ лет в центральных районах Сибири, на Чукотке и в Приморье при среднем по России значении $0,6^{\circ}\text{C}/100$ лет. За последние несколько десятилетий значения трендов оказались значительно больше. Так, в период 1970–2004 гг. средние по всей территории России значения трендов средней годовой, зимней и летней температуры составили 3,8; 5,1 и $3,2^{\circ}\text{C}/100$ лет (Анисимов и др., 2007).

Рост средней месячной температуры приземного воздуха весной приводит к более раннему наступлению периода с температурой выше 0 , 5 и 10°C . При этом минимальные температуры растут быстрее максимальных. Сокращается продолжительность отопительного периода холодной части года, суммы отрицательных температур уменьшаются, а суммы среднесуточных температур, превышающих $+10^{\circ}\text{C}$, наоборот, возрастают, что сказывается благоприятным образом на жизнедеятельности растений. За счет повышения зимних температур происходит смягчение континентальности климата. Выполненная нами оценка биоклиматических показателей (БКИ), характеризующих воздействие погодных и климатических условий на здоровье и трудоспособность человека, для Востока Европейской части России по данным ежедневных 8 срочных наблюдений за 1966–1990 гг. свидетельствует о смягчении биоклимата в этом регионе, снижении межсуточных перепадов как самих метеовеличин (температуры, скорости ветра, влажности воздуха), так и значений БКИ. Все это согласуется с общей тенденцией изменения климата планеты. Так, по нашим оценкам, осредненная по 30-летним периодам (1871–1900, 1901–1930, 1931–1960, 1961–1990) среднеглобальная приземная температура воздуха медленно росла, принимая соответственно значения: $13,80$; $13,83$; $14,02$; $14,09^{\circ}\text{C}$ (Переведенцев и др., 2000).

Вместе с тем, необходимо отметить, что поскольку климат является продуктом взаимодействия физических компонент, открытой к внешним воздействиям климатической системы, включающей в себя атмосферу, океан, сушу, криосферу и биомассу, то не следует ожидать однообразной картины его изменений в пространстве и времени. Так, современное потепление, охватившее субрегионы Северного полушария – Евразию, Северную Америку, северную часть Тихого океана,

пока не затронуло Северную Атлантику, где температурный тренд отрицателен и составляет, согласно (Израэль, 1998), $-0,47^{\circ}\text{C}/100$ лет. В средних широтах континентов Северного полушария отмечено увеличение осадков, что привело, в частности, вопреки прогнозам, к повышению уровня Каспийского моря в период с 1977 по 1995 гг. на 2,5 м. В низких широтах за последние три – четыре десятилетия XX века отмечалось уменьшение осадков (данные МГЭИК, 2001).

В земной климатической системе при взаимодействии различных факторов могут возникать крупномасштабные автоколебательные процессы. К числу наиболее известных и изучаемых в последние годы относятся колебания атмосферы под названием Южное колебание (перераспределение масс воздуха в низких широтах Южного полушария между Индийским и Тихим океанами) и колебания океана – Эль-Ниньо (теплая фаза) и Ла-Нинья (холодная фаза). При Эль-Ниньо происходит значительное потепление воды в центральной и восточной частях экваториальной зоны Тихого океана. Это явление оказывает не только сильное влияние на климат и экосистемы западного побережья Южной Америки, но и возмущает всю планетарную атмосферную циркуляцию, приводит к учащению опасных явлений погоды (сильные ливни, ураганы, небывалые морозы, засухи и т.д.) и к стихийным бедствиям далеко от места своего возникновения. В среднем цикличность этого автоколебания составляет 4–4,5 года, но отмечается усиление его интенсивности в последние десятилетия.

Мы проанализировали поведение аномалий средней годовой температуры, отнесенных ко всему земному шару, Северному и Южному полушариям в годы с «Эль-Ниньо» и с «Ла-Нинья» в период 1863–1998 гг. (первых 37, вторых 22 случая). Оказалось, что в среднем повсеместно при наличии Эль-Ниньо температура повышается (наиболее заметно в Северном полушарии), в фазе Ла-Нинья, наоборот, температура воздуха понижается. Таков глобальный отклик земной КС на автоколебание ЭНЮК.

Для предотвращения возможного потепления климата дополнительно на $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ необходимо либо уменьшить факторы воздействия, влияющие на потепление, либо сбалансировать эффект потепления от ПГ и некоторые факторы, которые уменьшат эффект потепления. Таким фактором может быть уменьшение солнечного излучения, проходящего через атмосферу к поверхности Земли («солнечная постоянная» составляет 1370 Вт/м^2), на такую же величину, т.е. создание аэрозольного слоя в стратосфере, поглощающего или отражающего в космиче-

ское пространство $7,5\text{--}8 \text{ Вт/м}^2$ солнечной радиации (около 1% падающей на поверхность планеты в настоящее время) (Израэль, 2005).

Вместе с тем существуют и другие точки зрения на генезис современного потепления. Так, в работе (Дзюба, Панин, 2007) представлен физический механизм формирования тенденций глобальных климатических изменений как отклик на композицию парникового и ротационного эффектов (неравномерность угловой скорости вращения Земли), то есть учитывается малое внешнее воздействие. Согласно этой работе в первой половине XXI века (примерно с 2010 по 2045 гг.) ротационный фактор будет компенсировать парниковый эффект. Поэтому повышение температуры воздуха к середине 2040 гг. составит около $0,7^\circ\text{C}$ ($-0,3^\circ\text{C}$ – ротационная составляющая, $1,0^\circ\text{C}$ – парниковая составляющая). В течение примерно следующих 35 лет (с 2045 г. до начала 2080 гг.) возмущающее воздействие обоих факторов будет однонаправленным. В результате глобальная приземная температура увеличится примерно на $1,1^\circ\text{C}$ ($0,3^\circ\text{C}$ – ротационная составляющая, $0,8^\circ\text{C}$ – парниковая составляющая). Суммарное повышение глобально осредненной приземной температуры составит к 2080 гг. примерно $2,1^\circ\text{C}$. При этом будет наблюдаться увеличение аномальности и экстремальности климата. В следующие более чем три десятилетия повышение температуры воздуха вследствие увеличения содержания ПГ в атмосфере снова замедлится.

Б.Г. Шерстюков (2008) разработал статистическую модель климата, согласно которой в изменениях климата СП до 2025 г. прогнозируется положительный тренд, но ожидается некоторое замедление скорости увеличения температуры. На этот положительный тренд будут накладываться 4–6 летние возмущения. Проведенный им комплексный анализ показал, что основными составляющими физического механизма формирования пространственных и сезонных особенностей современных изменений климата являются:

- парниковый эффект и его зависимость от естественных сезонно-широтных условий формирования радиационного баланса;
- пространственные и сезонные неоднородности изменения количества облачности за последние десятилетия;
- ослабление демпфирующего влияния океанов на состояние континентальной атмосферы;
- естественные колебательные процессы в климатической системе, сопровождающиеся изменением общей циркуляции атмосферы и изменением региональной адвекции.

По мнению (Шерстюков, 2008), современное стремительное потепление глобального климата стало результатом одновременного усиления парникового эффекта, связанного с накоплением CO_2 и увеличением количества облачности, а также с ослаблением демпфирующего действия океана. К числу внешних воздействий он относит изменение скорости осевого вращения Земли, солнечную активность, возмущения орбитальных характеристик Земли.

В.В. Клименко (1997), используя спектральный анализ температуры СП за длительный период, выделил гармоники продолжительностью $\sim 2400, 1100, 850, 640$ и 500 лет, которые имеют солнечное происхождение.

Кривая хода температуры естественного климата к началу XX в. достигает своего исторического минимума самого глубокого за последние 5 тыс. лет, и это означает, что потепление XX столетия обусловлено в значительной мере короткопериодными, в первую очередь антропогенными факторами и осуществляется на фоне явной тысячелетней тенденции естественного климата к похолоданию. Снижение температуры за счет влияния тысячелетних циклов составило более 1°C в течение последней тысячи лет, что вдвое превышает достигнутое в XX столетии повышение температуры.

Роль тысячелетних циклов в современной динамике климата является чрезвычайно важной и должна учитываться при построении прогнозов будущих климатических изменений.

В работе (Даценко, Сонечкин, 2008) обсуждается вопрос о надежности известных реконструкций хода приземной температуры воздуха СП в течение последних 2000 лет, полученных Манном («хоккейная клюшка») и Мобергом («бумеранг»). Реконструкция Манна представляет период времени с XI до XIX века как постепенное похолодание, за которым следует резкое и короткое современное потепление климата (СПК). Она косвенно свидетельствует об антропогенной природе СПК. В реконструкции Моберга средневековый теплый период (СТП) и СПК примерно одинаково выражены и разделены резким малым ледниковым периодом XVI–XVII вв. Выполненный авторами этой статьи спектральный анализ реконструкций Манна и Моберга показал, что последняя является наиболее пригодной для целей атрибуции СПК к естественным или антропогенным факторам. Реконструкция Моберга более реалистична в отношении низкочастотных колебаний, а реконструкция Манна более или менее реалистично воспроизводит только высокочастотные колебания

температуры и, по мнению авторов, совершенно непригодна для целей атрибуции СПК к естественным или антропогенным факторам.

В работе (Кислов и др., 2008) дается анализ проблемы генезиса глобального потепления XX и XXI вв. с привлечением палеоданных последнего межледникового (в основном голоцена). Отмечается, что важной особенностью климата криохрона явилась нестабильность климатических условий в Северной Атлантике, где холодный режим неоднократно прерывался резкими потеплениями. Это так называемые события Дансгора-Оешгера (DO), которых на протяжении последних 60 тыс. лет диагностировано 17. События DO (циклы, включающие в себя стадии потепления и похолодания) происходили вследствие нарушения термохалинной циркуляции Атлантического океана.

Циклы DO происходили со средним периодом 1–1,2 тыс. лет.

А.В. Кисловым дается анализ принятой антропогенной концепции глобального потепления с учетом природных факторов. Колебания климата происходили и раньше, климатическая значимость ряда явлений еще не раскрыта. Современные климатические модели не во всем адекватно отражают процессы, происходящие в реальности: «Самое главное то, что остается неясным вопрос о степени воспроизводимости в моделях обратных связей, их зависимости от состояния глобального климата» (с. 31).

В работе (Найденов, Швейкина, 2005) высказана мысль, что климатом управляет вода. На примере России, занимающей существенную часть Евразийского континента, это выглядит так. Увлажнение территории России привело к уменьшению амплитуды температурных колебаний практически во всех ее регионах, снижению потерь тепла на испарение и прогрессирующему уменьшению альбедо, что в сочетании с неустойчивостью водного баланса обусловило возникновению трендов влагозапасов и температуры.

Таким образом, по мнению авторов, источником глобального потепления и неустойчивости климата являются обширные территории суши, причем сравнительно большой тренд потепления в СП по сравнению с ЮП объясняется значительно большей поверхностью суши в этом полушарии. В целом эффекты потепления в умеренных широтах значительно больше, чем в тропиках, так как влияние амплитуды годовых колебаний температуры на испарение более существенно в этих широтах.

В.И. Найденовым (2001) предложена следующая математическая модель глобального климата Земли, содержащая три перемен-

ные: температуру приземного слоя атмосферы, влагозапас суши и речной сток в Мировой океан. Эта модель состоит из трех нелинейных уравнений: двух уравнений динамики теплового и водяного баланса Земли и уравнения динамики глобального речного стока в Мировой океан.

$$\begin{aligned} c \frac{dT}{dt} &= \frac{Q}{4} [1 - \alpha(T, X)] - I(T), \\ \frac{dX}{dt} &= P(T) - E(T, X) - Y, \\ \frac{dY}{dt} &= G(X) - \frac{Y}{k(x)}, \end{aligned}$$

где T , X , Y – соответственно, глобальная температура воздуха, влагозапас континентов и речной сток в океан. Q , $I(T)$ и $\alpha(T, X)$ – солнечная постоянная, количество уходящей тепловой радиации с верхней границы атмосферы и планетарное альбедо Земли, c – теплоемкость системы «атмосфера – деятельный слой подстилающей поверхности». $P(T)$, $E(T, X)$ – осадки и величина испарения с поверхности континентов. $G(X)$, $k(X)$ – соответственно, эффективное ускорение силы тяжести и характерное время релаксации речного стока. Было использовано предположение о постоянстве количества воды на Земле, что позволило исключить водный баланс океана.

По мнению автора модели, глобальное потепление климата является следствием естественных нелинейных природных процессов и физический механизм колебаний климата можно объяснить следующим образом. Увлажнение суши ведет к уменьшению глобального альбедо и росту среднегодовой температуры атмосферы за счет большего поглощения солнечного излучения. Расчеты доказали, что потепление климата на 1°C увеличивает количество атмосферных осадков на 1,6–2,6% (2–3 см/год), причем связь изменения средней температуры и среднего количества осадков нелинейна. Возникает мощная положительная зависимость: рост увлажненности материков сопровождается уменьшением планетарного альбедо Земли, что увеличивает температуру воздуха и испарение с поверхности океана – основной источник влаги суши. Указанный механизм ведет к росту и дальнейшей увлажненности материков. Но рост влагозапаса суши ограничен: избыток влаги переводится в речной сток. Далее процесс идет в обратном направлении: начинается глобальное похолодание климата. Материки больше отражают солнечную энергию, температура атмосферы и осадки уменьшаются, на планете наступает холодная и сухая эпоха с более заметным контрастом между экваториальной и полярной температурами. Но умень-

шившееся количество осадков начинает задерживаться сушей, что в итоге приводит к новой смене климата. Он становится мягким с относительно небольшой разницей температур на экваторе и полюсах. Далее цикл повторяется. Видимо, именно этот нелинейный механизм не дает климатической системе перейти к состоянию «белой Земли», когда ее поверхность целиком покрыта льдом и снегом.

Существуют нелинейные механизмы, способствующие процессу потепления климата. Так, рост концентрации водяного пара и диоксида углерода в атмосфере способствует поглощению длинноволнового излучения поверхности Земли и ее разогреву. И еще один механизм: потепление климата ведет к сокращению площади снежного и ледникового покрова поверхности Земли (увеличение температуры на 1°C уменьшает площадь снега и льда на 3 млн. км²). Перечисленные механизмы могут действовать совместно, чем и объясняется резкость смены потеплений и похолоданий.

Радиационный форсинг сульфатных аэрозолей (СА) в атмосфере, наряду с парниковым радиационным форсингом, в настоящее время является одной из доминирующих компонент антропогенного воздействия на земную климатическую систему. Эта проблема рассмотрена в (Елисеев, Мохов, Карпенко, 2007). Если глобальный мгновенный (не учитывающий приспособление стратосферы) парниковый форсинг на верхней границе атмосферы составляет 2,3 Вт/м², прямой радиационный форсинг антропогенных сульфатных аэрозолей (АС) – (0,3–0,4) Вт/м². При этом происходит заметная компенсация антропогенного форсинга прямым аэрозольным форсингом, что особенно заметно на региональном уровне.

Загрязнение атмосферы сульфатами резко возросло примерно в течение последних полутора столетий с общим ростом эмиссий сульфатов от $\approx 1 \text{ MtS}$ в 1850 г. до $\approx 70 \text{ MtS}$ в 1990 гг. В связи с этим большинство современных климатических моделей учитывают радиационный эффект сульфатов в численных экспериментах на воспроизведение климата XX в. и оценок будущих климатических изменений. Так, в КМ ИФА РАН при учете как парникового, так и сульфатного воздействия общее потепление климата в модели к концу XXI века относительно конца XX в. составляет 1,5–2,8 К в зависимости от сценария. При этом сульфатный аэрозоль замедляет глобальное потепление в разные временные периоды на 0,1–0,4 К в зависимости от сценария. Наибольшее потепление ($>1,5 \text{ K}$) при этом наблюдается над сушей средних и высоких широт СП в середине XXI столетия при сценарии A2.

Таким образом, сложность проблемы изменения климата порождает многочисленные подходы к ее трактовке и решению.

4.5. Основные уравнения компонент климатической системы

Как известно, земная климатическая система (КС) включает в себя атмосферу, океан, сушу, криосферу и биоту. Каждый из этих блоков КС описывается системой математических уравнений, отражающих основные физические законы сохранения: массы, энергии, количества движения и др. При моделировании необходимо использовать как основные уравнения, так и соотношения, характеризующие процессы взаимодействия на границах сред.

Рассмотрим уравнения гидротермодинамики жидкой среды, служащие для описания динамики атмосферы, океана и криосферы, следуя работам (Монин, 1982; Кароль, 1988).

Уравнения динамики атмосферы

$$\frac{dv_{\Theta}}{dt} - \frac{ctg\Theta}{a} v_{\psi}^2 - 2\Omega \cos \Theta v_{\psi} = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial P}{\partial \Theta} + F_{\Theta}^{\tau}, \quad (4.1)$$

$$\frac{dv_{\psi}}{dt} + \frac{ctg\Theta}{a} v_{\Theta} v_{\psi} + 2\Omega \cos \Theta v_{\Theta} = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial P}{\partial \psi} + F_{\psi}^{\tau}, \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial r} = -\rho g, \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial v_r}{\partial r} + \frac{1}{a \sin \Theta} \left(\frac{\partial \rho v_{\psi}}{\partial \psi} + \frac{\partial \rho v_{\Theta} \sin \Theta}{\partial \Theta} \right) = 0, \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial \rho c}{\partial t} + \frac{\partial \rho c v_r}{\partial r} + \frac{1}{a \sin \Theta} \left(\frac{\partial \rho c v_{\psi}}{\partial \psi} + \frac{\partial \rho c v_{\Theta} \sin \Theta}{\partial \Theta} \right) = Q^c, \quad (4.5)$$

$$\frac{dS}{dt} + \frac{\partial F_r^T}{\partial r} + \frac{1}{a \sin \Theta} \left(\frac{\partial F_{\psi}^T}{\partial \psi} + \frac{\partial F_{\Theta}^T \sin \Theta}{\partial \Theta} \right) = \varepsilon, \quad (4.6)$$

где $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + V_2 \frac{\partial}{\partial r} + \frac{v_{\Theta}}{a} \frac{\partial}{\partial \Theta} + \frac{v_{\psi}}{a \sin \Theta} \frac{\partial}{\partial \psi}$.

Уравнения (4.1) – (4.2) предназначены для описания горизонтального движения жидкой среды в тонком сферическом слое на поверхности вращающейся Земли, (4.3) – уравнение статики, (4.4) – уравнение неразрывности, (4.5) – уравнение сохранения массы переносимой субстанции – водяного пара, газовых примесей в атмосфере, солей и примесей в океане с концентрацией $c(t, r, \Theta, \psi)$, (4.6) – уравнение энергии.

Приняты следующие обозначения: t – время, ρ – плотность, r – радиус, Θ – дополнение до широты, ψ – долгота, a – радиус Земли, v_r , v_Θ , v_ψ – составляющие скорости, Ω – скорость вращения Земли, p – давление, F_Θ^τ , F_ψ^τ – компоненты ускорения силы трения, Q^c – сумма интенсивностей источников и стоков примеси в единице объема.

В уравнении энергии (4.6) S – энтропия, F_i^T – составляющие мелкомасштабного потока тепла (энтропии), ε – интенсивность притока всех видов энергии к единице массы среды.

В атмосфере вне облаков формула для расчета энтропии имеет вид

$$S = (1-q)S_d + qS_w, \quad (4.7)$$

$$\text{где } S_d = c_p \ln T - R_d \ln p_d + \text{const}, \quad S_w = c_{pv} \ln T - R_v \ln p_v + \text{const} - \quad (4.8.)$$

энтропии сухого воздуха и водяного пара, p_d и p_v – их парциальные давления, T – температура,

$$q = \alpha_v p_v [p - (1 - \alpha_v)p_v]^{-1} - \quad (4.9)$$

массовая доля водяного пара, $\alpha_v = 0,622$ – отношение молекулярных масс водяного пара и сухого воздуха; c_p и c_{pv} – удельные теплоемкости сухого воздуха и водяного пара при постоянном давлении, R_d и R_v – их газовые постоянные.

Уравнения состояния влажного воздуха и переноса водяного пара записываются в виде

$$p = [R_d + (R_v - R_d)q]\rho T \approx R_d \rho T, \quad (4.10)$$

$$\frac{dq}{dt} + \frac{\partial F_r^q}{\partial r} + \frac{1}{a \sin \Theta} \left(\frac{\partial F_\psi^q}{\partial \psi} + \frac{\partial F_\Theta^q}{\partial \Theta} \right) = -m, \quad (4.11)$$

где F_i^q – составляющие мелкомасштабного потока водяного пара; m – удельная скорость конденсации (испарения при $m < 0$) водяного пара ($m = 0$ вне облаков и туманов). Величина Lm/T (L – скрытая теплота конденсации) как интенсивность источника тепла от конденсации водяного пара входит в правую часть уравнения (4.6).

В облаках $p_v = e_m(T)$ – давление насыщенного водяного пара определяется из уравнения Клаузиуса – Клайперона $d \ln e_m / dT = L / R_v T^2$. Кроме того, для описания процессов в облаках к уравнениям (4.6) и (4.11) добавляется уравнение баланса воды или льда:

$$\frac{dq_w}{dt} + \frac{\partial F_r^w}{\partial r} + \frac{1}{a \sin \Theta} \left(\frac{\partial F_\psi^w}{\partial \psi} + \frac{\partial F_\Theta^w \sin \Theta}{\partial \Theta} \right) = m - n, \quad (4.12)$$

где q_w – удельная водность, F_i^w – составляющие ее мелкомасштабного потока, $n = \partial Q_w / \rho \partial r$ – скорость выпадения осадков, $Q_w = -\rho q_w \bar{W}$ – плотность вертикального потока массы воды (снега или льда) со средней

скоростью выпадения \bar{W} , взвешенной по спектру массы капель, снежинок или кристаллов льда.

Представленная система уравнений для определения $v_r, v_\Theta, v_\psi, p, \rho, T, q, q_w$ дополняется выражениями для радиационного притока тепла, входящими в ε (уравнение (4.6)); связями мелкомасштабных потоков массы и энергии с осредненными величинами, краевыми условиями.

На верхней границе атмосферы большинство искомых величин обращаются в нуль вместе с вертикальными потоками массы и энергии (кроме энергии излучений). На поверхности суши с заданным рельефом $r = h(\Theta, \psi)$, $v_r = v_\Theta = v_\psi = 0$; на водяной поверхности $h = 0, v_r = 0$, в приповерхностных слоях атмосферы и океана выполняются условия непрерывности p, v_ψ, v_Θ ; $\tau_{\Theta r}$ и $\tau_{\psi r}$ — напряжений трения.

Для уравнений энергии и переноса влаги в качестве краевых условий на подстилающей поверхности выступают уравнения баланса тепла и влаги:

$$H_S = (1 - A_s)F_S^\downarrow + I_L^\downarrow - B(T_S) - H - LE + H_w, \quad (4.13)$$

$$E_S = P - E - E_w, \quad (4.14)$$

где A_s — коротковолновое альбедо поверхности, F_S^\downarrow и I_L^\downarrow — нисходящие потоки коротко- и длинноволновой радиации, $B(T_S)$ — длинноволновое излучение поверхности, H и H_S — потоки тепла с поверхности в атмосферу и в почву, лед и воду, E — скорость испарения с поверхности, P — скорость выпадения осадков, E_w и H_w — масса и теплота плавления или замерзания льда и снега на поверхности и E_S — скорость удаления влаги с поверхности стоками или просачиванием воды в глубину почвенного слоя.

Перечисленные дифференциальные уравнения в частных производных интегрируются в свободной атмосфере, в пограничном слое для параметризации процессов используются результаты стационарных горизонтально-однородных моделей.

Согласно (Монин, 1982), структура ПС полностью определяется скоростью V и направлением ветра на его условной верхней границе h , разностями потенциальной температуры $(\Theta_h - T_S)$ и массовой доли водяного пара $(q_L - q_S)$ на границах слоя, параметрами Кориолиса $f = 2\Omega \cos \Theta$, плавучести $\beta = g/T_0$ (T_0 — средняя температура слоя) и шероховатости z_0 подстилающей поверхности. Для океана при сильном ветре $z_0 = 0,04u_*^2/g$, где u_* — скорость трения в приводном слое.

Для связи указанных параметров ПС с величинами, входящими в краевые условия (4.13), (4.14) и др., служат формулы

$$\begin{aligned}\tau &= C_\tau \rho U^2, \quad H = -C_H c_p \rho U (\Theta_h - T_S), \\ E &= -C_E \rho U (q_h - q_S),\end{aligned}\quad (4.15)$$

где коэффициенты трения C_τ , теплообмена C_H , испарения C_E и угол α между ветром на уровне h и напряжением трения на Земле – функции числа Россби $R_0 = U / f z_0$ над сушей или числа Чарнока $Ch = g / fV$ над морем и числа Ричардсона

$$Ri = [\beta(\Theta_h - T_S) + (R_v / R_d - 1)g(q_h - q_S)] / fU, \quad (4.16)$$

определяемые из наблюдений и натуральных экспериментов.

Над морем T_S и q_S заменяются на $T_S + \delta\theta_0$ и $q_S + \delta q_0$, где $\delta\theta_0$ и δq_0 – приповерхностные скачки температуры и влажности, пропорциональные $T_* = -H / \rho c_p x_*$ и $q_* = -E / \rho x_*$ соответственно, $x = 0,4$ – постоянная Кармана.

Уравнения динамики океана

Для описания процессов в океане дополнительно к уравнениям (4.1) – (4.4) привлекается уравнение состояния морской воды с плотностью ρ_w :

$$\rho_w = \rho_w(T, p, s), \quad (4.17)$$

выражаемое затабулированной эмпирической зависимостью, которую при небольших вертикальных перемещениях водных объемов можно линеаризовать в виде

$$\rho_w - \rho_{w_0} \approx -\rho_{w_0} [\alpha_0 (T - T_0) - \gamma_0 (s - s_0)] . \quad (4.18)$$

Концентрация солей – соленость s (t, r, Θ, ψ) морской воды – должна удовлетворять однородному уравнению, аналогичному уравнению переноса (4.11). В уравнении энергии (4.6) выражение для энтропии морской воды $\eta_w(T, p, s)$ имеет вид

$$d\eta_w = c_p dT / T - \alpha dp / \rho - ds \partial \mu / \partial T, \quad (4.19)$$

где $\alpha = (\partial \rho_w / \partial T)_{p,s} / \rho_w$ – коэффициент термического расширения, $\mu(T)$ – химический потенциал морской воды.

Уравнение неразрывности принимает вид $\text{div } \vec{v} = 0$.

Краевые условия: для скорости на дне океана принимается условие прилипания, для уравнений энергии и солености на дне и берегах океана ставятся условия равенства нулю нормальных составляющих потоков тепла и соли.

На поверхности океана с уравнением $r = \zeta(t, \Theta, \psi)$ и в крупномасштабных процессах кинематическое условие «непротекания» воды через поверхность имеет вид

$$v_r = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{v_\Theta}{a} \frac{\partial \zeta}{\partial \Theta} + \frac{v_\psi}{a \sin \Theta} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - \frac{1}{\rho_w} (P - E - E_w). \quad (4.20)$$

В качестве динамического условия принимается совпадение касательных напряжений и давления на поверхности океана с атмосферными.

Для уравнения энергии условием на поверхности океана служит уравнение баланса энергии (4.13), а для уравнения солёности – условие баланса соли:

$$[F_r^s + s(P - E - E_w)]_k = 0, \quad (4.21)$$

где F_r^s – вертикальный поток соли в глубину.

Верхний слой океана, включающий в себя поверхностный перемешанный слой, слой сезонного температурного скачка и главный термоклин, описывается отдельной системой уравнений, так же как пограничный слой атмосферы.

Поверхность суши и гидрология

Как следует из (Монин, 1982), на поверхности суши для рассмотренной ранее системы уравнений необходимо знать рельеф, распределение высот слоя шероховатости, альбедо, коэффициент теплопроводности почвы и характеристики гидрологии суши. В моделях общей циркуляции атмосферы используются значения массовой доли водяного пара q_s на подстилающей поверхности, входящие в краевые условия (4.13) – (4.15). На поверхности водоемов, также как на поверхности болот и влажных почв, $q_s = q_m(T_s)$, где q_m – массовая доля водяного пара при насыщении. Для сухих почв используются различные эмпирические соотношения между q_s (или E) и влажностью почвы, которая задается или определяется из уравнений баланса влаги в почве.

Снег и морские льды

Криосфера, в которую входят морские льды и снежный покров материков, крупные ледниковые массивы на материках, играет важную роль в климатической системе. Снежный покров на материках определяется в моделях ОЦА из уравнения его баланса в регионе

$$\partial \bar{h}_s / \partial t = P_s - E - E_{ws}, \quad (4.22)$$

где $\bar{h}_s = \rho_s h_s$ – «водоэквивалентная» толщина снежного покрова, ρ_s – плотность снега, h_s – фактическая толщина слоя снега; P_s – интенсивность твердых осадков, E и E_{ws} – скорость испарения и таяния снега, $E_{ws} > 0$ и отлично от нуля лишь при положительных T , когда $E_{ws} = H_w / L$ при $L = 335000$ Дж/кг – удельной теплоте плавления льда, H_w – затра-та тепла на таяние снега, которая определяется из уравнения теплового баланса на подстилающей поверхности.

При создании модели морского льда разрабатываются модель горизонтально-однородной вертикальной структуры льда и модель горизонтального распределения льда с учетом полыней и разводий.

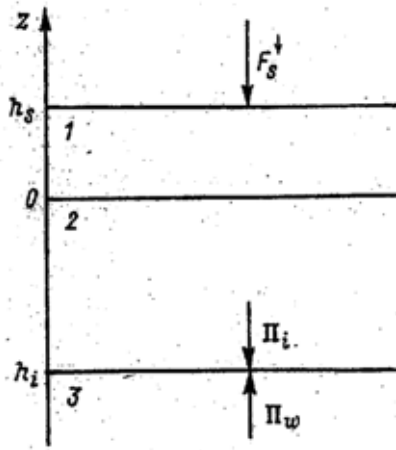


Рис. 4.10. Схема модели вертикального распределения морского льда:
1 – снег, 2 – лед, 3 – океан

На рис. 4.10 представлена схема вертикального распределения морского льда. Слой снега толщиной h_s определяется уравнениями (4.13) и (4.22). Вертикальный профиль температуры T в слое льда $0 > z > -h_i$ определяется уравнением теплопроводности

$$\rho_i c_i \partial T / \partial t = \partial \Pi_i / \partial z, \quad (4.23)$$

где

$$\Pi_i(z) = \rho_i c_i k_i \partial T / \partial z + F_s^{\downarrow} \exp \int_0^z x(\xi) d\xi - \quad (4.24)$$

вертикальный поток тепла, $\rho_i = 0,917$ и $c_i = 2090$ Дж/(кг·К) – плотность и теплоемкость льда, K_i – коэффициент теплопроводности льда, x – коэффициент поглощения солнечной радиации в слое льда, входящий во

второе слагаемое в формуле (4.24) для $\Pi_i(z)$, который представляет солнечную радиацию, поглощенную в слое льда, не покрытого снегом.

Постановка краевых условий задачи. На границе между снегом и атмосферой должно выполняться уравнение теплового баланса (4.13); на границе между снегом и льдом непрерывны температура и потоки тепла; на неизвестной и подвижной нижней границе льда $z = -h_i$ выполняются два условия:

$$\begin{aligned} T/z = -h_i = T_{wi} = 271,8K; \\ [\Pi_i(-h_i) - \Pi_w(-h_i)]/L = E_{wi} \end{aligned} \quad (4.25)$$

скорость нарастания или таяния нижней границы слоя льда, где $\Pi_w(-h_i)$ – поток тепла из океана к этой границе.

Решение краевой задачи для уравнения теплопроводности (4.23) с учетом краевых условий (4.25) позволяет определить вертикальный профиль температуры $T(z)$ в слое снег – лед – вода.

Задача моделирования крупномасштабных, горизонтальных движений и распределений полей полярных морских льдов с их разводьями и полыньями очень сложна, требует знания многих параметров, в том числе параметров теплообмена между полярными атмосферой и океаном. В связи с этим в моделях ОЦА и климата обычно используются сильно упрощенные модельные описания эволюции морских льдов, учитывающие лишь их суммарную площадь и заданную наблюдаемую среднюю долю площади разводий (потоки тепла от разводий дают решающий вклад в тепловой баланс полярной атмосферы). Граница зон полярных морских льдов и их средняя эффективная толщина параметризуются как функция распределения температуры приводного воздуха, определяемого из атмосферного блока. Такая параметризация пригодна лишь для моделирования сильно усредненных характеристик установившегося климатического режима.

Материковые льды

Для гидродинамического моделирования эволюции массивов материковых льдов используются уравнения движения вида (4.1) – (4.3) в сферических координатах. Поскольку движение льда медленное, то в левых частях уравнений (4.1) – (4.2) отбрасываются адвективные и кориолисовы ускорения как малые величины. Движение массы льда квазистатично и в основном сдвиговое, так как лед не сжимаем. Вели-

чины F_i^r в правых частях уравнений (4.1) – (4.2) записываются с учетом специфических свойств льда (вязкое деформируемое тело).

Уравнение энергии (4.6), определяющее поле температуры в массе, приводится к уравнению теплопроводности с притоком тепла от вязкой диссипации кинетической энергии движения льда. Уравнение неразрывности (4.4) упрощается при условии несжимаемости льда $P_i = \text{const}$.

Краевые условия: на поверхности ложа ледника для скоростей должны выполняться условия прилипания, а для ледников со слоем талой воды на дне должна обращаться в нуль лишь нормальная к поверхности ложа, составляющая скорости. На поверхности ледника $r = r(t, \Theta, \psi)$ выполняется кинематическое условие (4.20) «непротекания льда» через поверхность, определяющее ее форму, и обращаются в нуль напряжения.

Параметр $\alpha = (P_s - E - E_{wi}) / \rho_i$ – баланс массы льда на его поверхности, входящий в правую часть (4.20), существенно определяет изменения размеров и объема ледника.

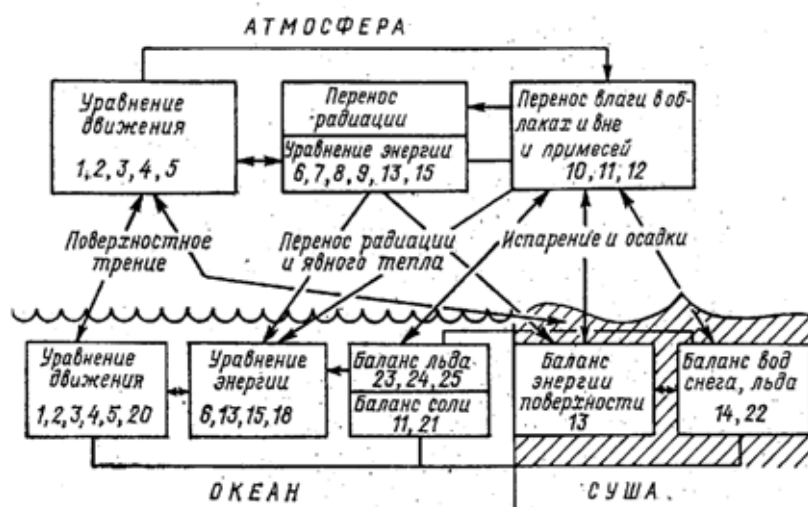


Рис. 4.11. Схема связи основных уравнений и краевых условий в модели общей циркуляции атмосферы и океана

Система уравнений динамики материковых льдов существенно нелинейна, поэтому часто при моделировании процессов вводятся различные упрощения. Схема взаимодействий рассмотренных в этом разделе основных уравнений динамики атмосферы и океана и условий на их границах представлена на рис. 4.11. Учесть все это можно только в сложных трехмерных моделях ОЦА и климата, а в более простых климатических моделях большая часть этих условий и связей обобщается и параметризуется.

4.6. Глобальные и региональные изменения современного климата

Проблема глобальных и региональных изменений окружающей среды и климата стала в настоящее время как никогда актуальной в связи с усиливающимся влиянием антропогенных факторов, в том числе с продолжающимся ростом концентрации CO_2 и других парниковых газов в атмосфере. По современным представлениям климат отражает физическое, химическое и биологическое состояние компонентов земной климатической системы (атмосферы, океана, суши, криосферы, биоты) и поэтому для понимания его изменчивости необходима оценка динамики их параметров. По существу понятие климатической системы становится сейчас адекватным понятию окружающей природной среды. Поэтому те глобальные и региональные изменения, главным образом антропогенного характера, которые в последние годы происходят в окружающей среде, несомненно, должны найти отклик и в состоянии климата. В обзоре (Сун и др., 2001), посвященном анализу современного состояния – проблемы изменения климата, отмечается, что в настоящее время невозможно достоверно предсказать климат будущего из-за сложной интерактивной многокомпонентности климатической системы, включающей как внутренне обусловленные, так и внешние воздействия.

Большое внимание в последние годы стало уделяться природным и социально-экономическим последствиям глобальных и региональных изменений климата (Касимов, ред., 2000; Котляков, ред., 2000). И для этого есть все основания. Достаточно напомнить, что в 1998 г., когда положительная аномалия среднегодовой глобальной температуры воздуха достигла максимума ($0,58^\circ C$ – отклонение от средней вычисленной за период 1961–1990 гг.) и явление Эль-Ниньо явилось одним из самых сильных, был установлен рекорд экономических потерь от стихийных бедствий, связанных с погодными явлениями – около 90 млрд. долларов США, что почти на 50% перекрыло предыдущей рекорд, установленный в 1996 г. (Гордон, 2000). Отметим, что и в последующие годы потепление не прекратилось.

Среди ряда глобальных научных проблем на первое место поставлено парниковое потепление климата. Согласно новейшим расчетам с использованием глобальных климатических моделей, в течение XXI в., если концентрация CO_2 удвоится (IPCC, 2007), средняя глобальная температура воздуха может повыситься на $1,8 - 4,6^\circ C$.

Проблема изменений климата – одна из ключевых глобальных проблем XXI века. За последнее столетие глобальная приповерхностная температура выросла на $\frac{3}{4}$ градуса. Происходит ускорение глобального потепления. Так, за последние полтора века в целом потеплело со скоростью менее 0,05 К за десятилетие, за последние полвека – со скоростью 0,13 К за десятилетие, за последние четверть века – со скоростью 0,18 К за десятилетие. Сейчас скорость глобального среднегодового потепления около 0,2 К за десятилетие или 2 К в пересчете на столетие – в 3 раза больше, чем для XX века в целом. В России, как в северной стране, потепление идет существенно быстрее. Так, в Сибири скорость увеличения среднегодовой температуры превышает глобальную более чем в 4 раза (до и более 0,8 К за десятилетие). 2007 г., по данным с 1891 г., был самым теплым годом в России. Он был самым теплым над сушей СП по данным с середины XIX века. Глобально 2007 г. стал седьмым по аномальности, а для СП – третьим. Среди характерных последствий глобального потепления, существенных для России, отмечают следующие: увеличение приповерхностной температуры (особенно в холодное время года); изменение режима осадков, снежного покрова, влагосодержания почвы и речного стока; уменьшение площади морских льдов в Арктике, изменение режимов вечной мерзлоты, циклонов и антициклонов в средних и полярных широтах, засух и пожаров. Кроме того, общее потепление не исключает экстремальных отрицательных температурных аномалий на региональном уровне (Мохов, 2009).

Уменьшение площади морского льда в Арктическом бассейне в сентябре (с минимумом площади арктического морского льда в годовом ходе), по спутниковым данным, с 1979 по 2007 гг. характеризуется скоростью около 10% за 10 лет (более 70 000 км² в год). В сентябре 2007 г. общая площадь морских льдов в Арктике была немногим больше 4 млн. км², тогда как в конце 1970 и начале 1980-х гг. не была меньше 7 млн. км² (Мохов, 2009).

По мнению В.А. Зубакова (2002), если парниковое потепление в XXI в. состоится, то катастрофой для биосферы будет сама его быстрота. Соответствие биотической зональности по отношению к климатической будет нарушено. Климатические зоны в первые десятки лет могут сместиться к северу до 300 км, а адаптированные к климату XX в. лесные и степные биоценозы окажутся в чуждой им обстановке по условиям увлажнения и по характеру почв. Это будет исключи-

тельно сильным стрессом и для биосферы, и для экономики в целом, последствия которого еще никто не исследовал.

Все это вызывает обеспокоенность научной общественности, поэтому в «Амстердамской декларации», принятой в 2001 г. на конференции «Вызовы изменяющейся Земли» (Кондратьев, Лосев, 2002), признается, что человеческая деятельность оказывает многообразное влияние на окружающую среду. Четко прослеживается антропогенное воздействие на земную поверхность, океаны, побережья и атмосферный воздух, а также на биоразнообразие, круговорот воды и биогеохимические циклы, которые выходят за пределы природной изменчивости. По своим масштабам и степени воздействия человеческая деятельность сравнима с некоторыми проявлениями “великих” сил природы.

Еще в середине XIX века М. Тиндаль предположил, что повышение содержания двуокиси углерода в атмосфере приведет к росту температуры воздуха.

Механизм парникового эффекта объясняется различием поглонительной способности атмосферы для приходящего к Земле излучения Солнца и излучения, уходящего от Земли. Земля получает излучение Солнца в широкой полосе спектра со средней длиной волны около 0,5 мкм, и это коротковолновое излучение почти проходит атмосферу. Земля отдает полученную энергию почти как абсолютно черное тело в длинноволновом, инфракрасном диапазоне, со средней длиной волны около 10 мкм. В этом диапазоне у многих газов (CO_2 , CH_4 , H_2O и др.) есть многочисленные полосы поглощения, эти газы поглощают излучение, в результате выделяют тепло и большей частью разогревают атмосферу. Углекислый газ интенсивно поглощает идущее от Земли излучение в диапазоне 12–18 мкм и является одним из основных факторов, обеспечивающих парниковый эффект.

Рост CO_2 в атмосфере определяется, с одной стороны, выделением его в результате хозяйственной деятельности: сжиганием органического ископаемого топлива (индустриальные выбросы) – 6,61 Гт С/год, эрозией почв – около 1,0 Гт С/год, вырубкой лесов – около 1,0 Гт С/год, с другой стороны, – поглощением экосистемами суши и океаном.

Впервые рост индустриальных выбросов CO_2 в атмосферу установил Х.Е. Зюсс в начале 50-х годов XX века. По изменению отношения углерода $\text{C}^{14}/\text{C}^{12}$ в древесных кольцах Зюсс сделал вывод о том, что атмосферная двуокись углерода уже со второй половины XIX века пополняется выбросами CO_2 от сжигания ископаемых топлив. Он обна-

ружил, что отношение радиоактивного C^{14} , постоянно образующегося в атмосфере благодаря действию космических частиц, к стабильному C^{12} уменьшается в течение последних ста лет в результате «разбавления» атмосферного CO_2 потоком CO_2 из ископаемых топлив, практически не содержащих C^{14} (период полураспада C^{14} равен 5730 лет). Таким образом, рост индустриальных выбросов CO_2 в атмосферу был обнаружен на основе измерений в древесных кольцах деревьев. Лишь в 1958 г. началась регистрация атмосферной концентрации CO_2 на станции Мауна Лоа в Тихом океане, согласно этим измерениям ее ежегодный рост составил около 0,4% в год (Тарко, 2005).

В работе (Залиханов, Лосев, Шелехов, 2006) приведены глобальные расчетные величины источников и стоков антропогенного углерода (табл. 4.11), из которой видно, что антропогенная эмиссия углерода за счет землепользования превышает индустриальную.

Т а б л и ц а 4.11

Составляющие баланса углерода за 1991–1994 гг., Гт/год

Источники и стоки	Годовой поток
Источники:	
сжигание ископаемого топлива	5,9
землепользование	6,7
Итого	12,6
Стоки:	
экосистемы суши	2,9
физико-химическая система океана	2,6
«биологический насос океана»	4,9
атмосфера	2,2
Итого	12,6

Естественные экосистемы оказывают человечеству важнейшую услугу по управлению окружающей средой: стабилизируют концентрацию биогенных газов в атмосфере; поддерживают равновесный состав природных вод, очищают их от загрязняющих веществ; обеспечивают воспроизводство почвы, снижают ее эрозию (после вырубки лесов скорость эрозии возрастает в 17 раз); обеспечивают потребности в рекреации и т.д. Согласно мнению вышеупомянутых авторов, современное глобальное потепление – это, скорее всего, следствие разрушения естественных экосистем, то есть механизма регуляции химического состава атмосферы и природных вод. Сбой механизма

ведет к нарушению устойчивости жизни на Земле на всех уровнях, начиная с молекулярного и кончая глобальным.

На важную роль биоты в формировании и сохранении окружающей среды указывали такие видные ученые, как В.И. Вернадский и Н.В. Тимофеев-Ресовский. В 1968 г. Н.В. Тимофеев-Ресовский сформулировал концепцию биотической регуляции окружающей среды, которую изложил следующим образом: «Биосфера Земли – это гигантская живая фабрика, преобразующая энергию и вещество на поверхности нашей планеты, – формирует и равновесный состав атмосферы, и состав растворов в природных водах, а через атмосферу – энергетику нашей планеты. Она же влияет на климат. Вспомним огромную роль в круговороте влаги на земном шаре... Биосфера формирует все окружение человека. И небрежное отношение к ней, нарушение ее правильной работы приведет не только к сокращению пищевых ресурсов, но и подорвет функционирование газового и водного окружения планеты. В конечном счете, люди без биосферы или с плохо работающей биосферой не смогут вообще существовать на Земле».

В конце XX в. В.Г. Горшков развил эту концепцию в теорию биотической регуляции, из которой следует, что естественные экосистемы представляют собой структурные единицы биосферы, аналогичные ландшафтам и составляющим их биогеоценозам. В рамках теории биотической регуляции определен предел допустимого разрушения естественных экосистем хозяйственной деятельностью человека.

Процесс современного потепления климата происходит на фоне устойчивого роста концентрации парниковых газов, в первую очередь, углекислого (CO_2). Так, по данным К. Флавина (1999), эмиссия CO_2 в результате человеческой деятельности, от сжигания ископаемых видов горючего, достигла в 1996 г. рекордной цифры 6,2 млрд. т, что больше, чем в 1950 г. почти в 4 раза. С 1750 по 2000 гг. произошло увеличение концентрации углекислого газа в атмосфере на 31%. В статье Ю.А. Израэля и др. (2001) отмечается, что столь высокого уровня она не достигала ни разу за последние 420 тыс. лет, а возможно, и в последние 20 млн. лет. Согласно современным оценкам, примерно $\frac{3}{4}$ антропогенной эмиссии CO_2 в атмосферу обусловлено сжиганием органического топлива, остальная часть эмиссии связана с изменением в землепользовании. Концентрация метана в атмосфере с 1750 г. увеличилась на 151%, закиси азота – на 17%. В этот же период произошло увеличение притока солнечной радиации лишь на $0,3 \text{ Вт/м}^2$.

В XX веке увеличение глобальной поверхностной температуры варьировало в пределах 0,6–0,7°C. Скорость ее изменения после 1976 г. приблизительно в три раза выше, чем за последние сто лет в целом.

Одним из индикаторов потепления климата является уменьшение толщины паковых льдов Арктики: с 3,12 м в 1960 гг. до 1,8 м в 1990-е гг., а площадь распространения сезонных морских льдов постоянно сокращалась на 2,8% за 10 лет. Аналогичные изменения наблюдаются на шельфовых ледниках Антарктиды (Котляков, 2001).

В 2004 г. величина протяженности морского льда в Арктике оставалась ниже средней многолетней величины. В сентябре 2004 г. она была на 13% ниже средней величины за период 1973–2003 гг. Информация, полученная со спутников, говорит о том, что за последние два с половиной десятилетия площадь морского льда в Арктике сократилась в целом на 8%, а 2004 год оказался третьим годом подряд, когда потери морского льда достигали экстремальных величин. Дефицит морского льда в сентябре был особенно очевиден к северу от Аляски и Восточной Сибири, т.е. площадь морского льда реагирует на разнообразные климатические факторы (Бюллетень ВМО, 2005).

Вместе с тем отмечается, что для состояния окружающей среды и человека большее значение имеют не плавные изменения температуры на Земле, а возникновение климатических и погодных контрастов на региональном уровне, что приводит к возникновению экстремальных ситуаций – сильных морозов и засух, штормов, снегопадов, ливней и т.д.

За последние 20 лет атмосфера Арктики в целом потеплела, особенно в двух регионах – на северо-западе Канады – Аляске и севере Восточной Сибири. Если в 30-е годы XX века потепление наблюдалось лишь на высоких широтах из-за активного поступления воздуха с низких широт, то современное потепление Арктики отражает тренд потепления в масштабах полушария.

Глобальное потепление стало проявляться в широком круге природных процессов, в частности, в сроках образования и разрушения ледяного покрова на реках, важных индикаторах климата переходных сезонов года. На большинстве рек России отмечается статистически значимое смягчение ледового режима, т.е. сроки появления льда становятся более поздними, а сроки вскрытия – более ранними. Наибольший линейный тренд сроков появления льда от 11 до 20 сут/100 лет отмечен на Немане, Днепре, Дону и Нижней Волге. На реках бассейнов рек Ока и Кама он составил 5–10 сут/100 лет. Эти изменения ледового региона

происходят под влиянием изменений регионального климата (Гинзбург, 2005).

Произошли существенные изменения агроклиматических условий за последние десятилетия: увеличение сумм осадков на европейской территории РФ, повсеместное увеличение повторяемости теплых зим. Влагозапасы метрового слоя почвы в июле (1970–1990 гг.) возросли на ЕЧР в среднем на 26% в результате увеличения осадков теплого периода года и уменьшения испаряемости. Вместе с тем, изменение полей температуры и осадков носит сложный характер (Сиротенко, 2005).

Согласно (Ранькова, 2005), в России в XX столетии во все сезоны наблюдался рост температуры, по своей величине превосходящий оценки для Земного шара и Северного полушария в целом. В последнем 50-летии тренд снизился для теплого периода, но существенно усилился для холодного. В России в XX веке засушливость росла во все сезоны, но в большей мере – в холодный период.

Интенсивность потепления за 100-летие (1901–2000 гг.) составила в среднем для территории России $0,9^{\circ}\text{C}/100$ лет. Максимум потепления отмечен в 1995 г. Наиболее интенсивный тренд – в Прибайкалье – Забайкалье ($3,5^{\circ}\text{C}/100$ лет). Для России в целом потепление более заметно зимой и весной (тренд составил, соответственно, $4,7^{\circ}\text{C}/100$ лет и $2,9^{\circ}\text{C}/100$ лет). Отмечается существенная пространственная неоднородность изменений климата на территории России, в теплый период районы потепления климата чередуются с районами заметного похолодания.

В последние 50 лет отмечается тенденция к уменьшению годовых и сезонных сумм осадков в целом для России и для ее восточных регионов. Для европейской территории страны отмечается слабая тенденция к росту осадков.

Модели климата предсказывают рост глобально осредненной суммы осадков с увеличением концентрации CO_2 (на 10–30% при удвоении концентрации CO_2).

В последние годы важное внимание уделяется моделированию будущих изменений климата с помощью глобальных объединенных моделей общей циркуляции атмосферы и океана. Анализ этих результатов экспертами привел их к выводу, что повышение средней глобальной температуры воздуха вблизи земной поверхности с 1990 по 2100 гг. может оказаться приблизительно в два – десять раз больше средней величины потепления, наблюдавшегося в XX столетии, при-

чем прогнозируемые темпы потепления могут оказаться и самыми высокими за последние 10 тысяч лет.

Согласно теоретическим представлениям, потепление климата должно сопровождаться увеличением влажности атмосферного воздуха, а также количества атмосферных осадков. Расчеты коэффициентов корреляции между среднемесячными значениями сумм осадков, относительной влажностью и температурой на ст. Казань, университет показали, что в отдельные месяцы связи между температурой и осадками оказались значимыми. Так, для периода 1901–1930 гг. в августе коэффициент корреляции составил $-0,67$. Коэффициент корреляции между среднемесячными значениями относительной влажности и температуры в ряде случаев достигает больших значений. Так, для периода 1961–2003 гг. в январе $r = 0,70$. Важно отметить, что в 1961–2003 гг., когда преобладали теплые зимы, коэффициент корреляции принимал высокие положительные значения.

Естественно, возникает вопрос: каковы же причины современного глобального потепления и что следует ожидать в будущем. Однозначного ответа на этот вопрос ныне не существует. В настоящее время широко обсуждаются в основном две версии объяснения происходящего потепления – антропогенная (рост температуры за счет быстрого повышения концентрации парниковых газов – парниковый эффект) и естественная.

Первой позиции придерживается МГЭИК, подготовившая доклад по этой проблеме. Недавней ратификацией Киотского протокола Россия по существу признала эту версию официально.

Правда, климатический эффект реализации Киотского протокола по ограничению эмиссии парниковых газов (2008–2012) мал – на уровне естественной климатической изменчивости. Однако проблема важна для ускорения перехода на новые технологии энергосбережения и снижения карбооемкости экономики. Эмиссия углекислого газа как основного антропогенного парникового газа коррелирует с энергопотреблением. Проблема роста валового внутреннего продукта (ВВП) связана с проблемами эффективного использования энергии, загрязнения окружающей среды и изменения климата. Карбооемкость ВВП в России в последние годы снижалась, оставаясь при этом в несколько раз (до 4 раз и больше) превышающей карбооемкость ВВП в таких странах, как Франция, Швеция.

В настоящее время остается большая неопределенность в оценках возможных климатических изменений и роли естественных и ан-

тропогенных факторов в их формировании. Однако, с экономической точки зрения, вне зависимости от климатических изменений необходим переход на новые технологии энергосбережения и снижения карбооемкости экономики России. Для ускорения этого процесса можно и нужно использовать уже действующие условия Киотского протокола (Мохов, 2009).

Согласно другой (конкурирующей) версии, глобальное потепление, наметившееся со времени завершения малой ледниковой эпохи, объясняется в основном действием факторов естественного происхождения. Сторонники указанной концепции (Даценко, Монин, Сонечкин, 2004) указывают, что период наиболее интенсивного роста глобальной температуры XX столетия (90-ые годы) приходится на восходящую ветвь 60-летнего колебания, выявленного ими в индексах, характеризующих термическое и циркуляционное состояние атмосферы. При этом высказывается предположение, что современные колебания климата являются следствием нелинейных реакций климатической системы (КС) на квазипериодические внешние воздействия (чандлеровские биения полюсов Земли, циклы лунно-солнечных приливов и солнечной активности, циклы обращения наиболее крупных планет солнечной системы вокруг общего центра и т.п.).

Такая неопределенность объясняется исключительной сложностью КС с ее многочисленными обратными связями между компонентами и многомасштабной нелинейной динамикой, дефицитом информации о ее состоянии (Монин, Берестов, 2005).

Большое внимание в последние годы стало уделяться природным и социально-экономическим последствиям глобальных и региональных изменений климата. Четко прослеживается антропогенное воздействие на земную поверхность, океаны, побережья и атмосферный воздух, а также на биоразнообразие, круговорот воды и биогеохимические циклы, которые выходят за пределы природной изменчивости. По мнению (Осипов, 2001), изменение температуры воздуха вызывает развитие ряда процессов в геосферных оболочках Земли, способных оказать как положительное, так и отрицательное воздействие на природную среду. С последним связаны снижение безопасности общества и рост ущербов от стихийных бедствий. Так, в 1995–1999 гг. ежегодных крупных стихийных бедствий по отношению к 1965–1969 гг. в среднем стало втрое больше. Только в Азиатско-Тихоокеанском регионе за последние 30 лет погибло почти 1,4 млн., пострадало же около 4 млрд. человек. Огром-

ный ущерб понесли США, Мексика, Куба и др. страны от тропических ураганов, разыгравшихся осенью 2005 г.

Согласно данным международной группы экспертов по изучению изменений климата (МГЭИК), температура воздуха у поверхности Земли возросла в течение XX столетия примерно на $0,6^{\circ}\text{C}$. При этом наиболее интенсивно потепление проявилось на территории России (в первую очередь Сибири) и на Аляске в зимний период. Так, в Сибири во второй половине XX в. отмечен температурный тренд $0,4\text{ K}/10\text{ лет}$ (Мохов, Карпенко, Стотт, 2006). Это привело к ряду важных последствий – сократился отопительный период, и увеличилась продолжительность вегетационного. В условиях потепления последних десятилетий отмечается увеличение числа экстремально жарких дней, дней с интенсивными осадками и с сильными ветрами при уменьшении экстремально холодных дней. Именно климатические экстремумы создают предпосылки для возникновения чрезвычайных ситуаций (Кренке, Чернавская, 2003). В статье авторов (Переведенцев и др., 2005) были рассмотрены особенности пространственно-временной изменчивости температуры воздуха на территории Северного полушария (СП) и дана оценка последствиям глобального потепления климата в различных регионах Северного полушария до высоты изобарической поверхности 10 гПа. В ней, в частности, отмечено, что в приатлантической Арктике к северо-западу от Гренландии в 1958–2003 гг. наблюдалось сильное похолодание, а северо-восточнее Гренландии, наоборот, – потепление, что объясняется характером циркуляции (углубление Исландского минимума), выявлена положительная тенденция температуры над северо-западом Северной Америки, усиление скорости зонального ветра в период фазы ЭНЮК в субтропической зоне Тихого океана, проанализированы тренды ряда биоклиматических характеристик и др.

Проблема изменения современного климата вызывает значительный интерес как среди широкой научной общественности, политиков, экономистов, так и населения, поскольку последствия этих изменений сказываются на состоянии природной среды в целом и социально-экономической сферы.

Большинство публикаций по этой проблеме сводится в основном к следующему: насколько велики пространственно-временные изменения климатических характеристик; каков генезис современного глобального потепления климата (естественное или антропогенное происхождение); прогноз климата с помощью модельных и статисти-

ческих методов на XXI столетие; поиск путей адаптации к климатическим изменениям и уменьшение рисков. Все это нашло свое отражение и в IV оценочном докладе Международной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК).

Следует отметить, что климатические исследования в Казанском университете ведутся почти 200 лет с момента открытия при нем Метеорологической обсерватории в январе 1812 г., что нашло свое отражение в многочисленных научных публикациях и в выступлениях на конференциях (Переведенцев, 2001). Безусловно, современные возможности исследователей значительно возросли из-за достижений в области информационных и вычислительных технологий, что позволяет анализировать крупномасштабные и даже глобальные процессы.

Вместе с тем, как эмпирические, так и модельные данные свидетельствуют о неравномерности изменения основных климатических показателей по территории Земного шара, что стимулирует интерес и к региональным исследованиям. Для метеорологов и климатологов Казанского университета на протяжении многих лет таким приоритетом был регион Среднего Поволжья. К числу первых монографий этого направления следует отнести труд Н.В. Колобова «Климат Среднего Поволжья» (1968). В последний период сотрудниками кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы в содружестве с научными работниками ВНИИГМИ-МЦД, Кировского ЦГМС, Удмуртского и Ульяновского университетов были подготовлены и опубликованы книги по климатическим условиям и ресурсам субъектов РФ, территориально входящих в Приволжский федеральный округ (ПФО).

В качестве исходных материалов нами использовались данные приземной температуры воздуха по всему Земному шару (1850–2008) университета Восточной Англии, а также данные NCEP/NCAR реанализа температуры воздуха, общего количества облачности, давления, приведенного к уровню моря, зональной и меридиональной составляющих скорости ветра в тропо-стратосфере Северного полушария за последние 60 лет (1948–2007).

Система реанализа NCEP/NCAR включает трехмерную схему спектральной статистической интерполяции данных. Эта схема ассимилирует данные радиозондирования о температуре, ветре, влажности, спутниковые данные о ветре и температуре, данные об облачности с геостационарных спутников, наблюдения наземных станций, судовые данные и данные морских буев. Для проведения четырех-

мерного объективного анализа система реанализа NCEP/NCAR использует глобальную спектральную модель с 28 вертикальными σ -уровнями и горизонтальным треугольным усечением по 62 спектральным гармоникам, что эквивалентно примерно 210 км.

Результатом работы системы реанализа NCEP/NCAR являются трехмерные глобальные поля метеорологических величин с горизонтальным разрешением $2,5 \times 2,5^\circ$ в сферической системе координат на 9 вертикальных уровнях (Дягтярев, 2008). Использовались средние месячные значения реанализа метеовеличин для приземных данных в узлах регулярной географической сетки Гаусса (около $1,9^\circ$ широты и $1,9^\circ$ долготы), для атмосферного давления и данных на изобарических поверхностях узлы сетки имеют шаг $2,5^\circ$ широты на $2,5^\circ$ долготы. Поля среднемесячной приземной температуры воздуха университета Восточной Англии расположены в узлах сетки с шагом 5° широты на 5° долготы.

Кроме того, использовались средние месячные значения температуры и количества осадков в период 1955–2004 гг. для 117 метеорологических станций, расположенных на территории Кировской, Ульяновской, Самарской областей, Республик Татарстан, Удмуртия, Марий-Эл, Чувашия и сопредельных территорий.

Рассмотрим вначале временной ход средней глобальной и осредненных по полушариям температур за весь период инструментальных наблюдений с учетом только что завершившихся в 2008 г., что не нашло еще своего отражения в публикациях. Кроме того, дан пространственно-временной анализ метеорологических полей за последние 60 лет от уровня Земли до 30 км и после применения низкочастотной фильтрации изучена долгопериодная динамика метеорологических величин.

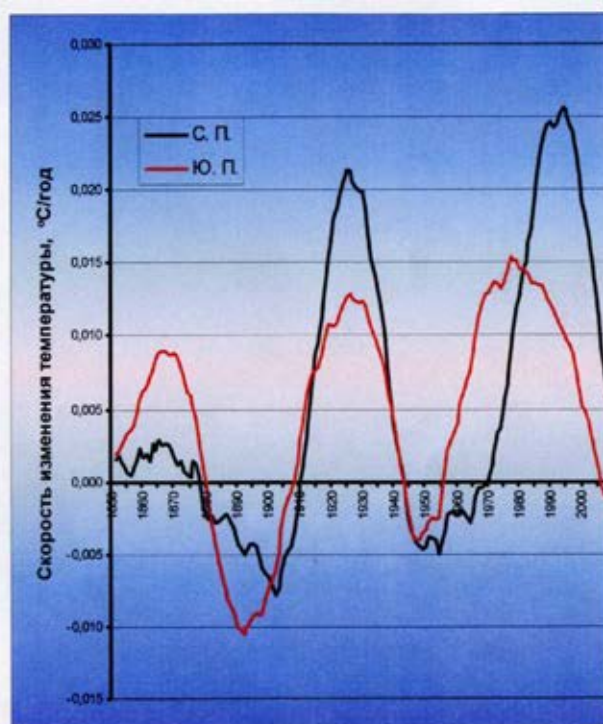
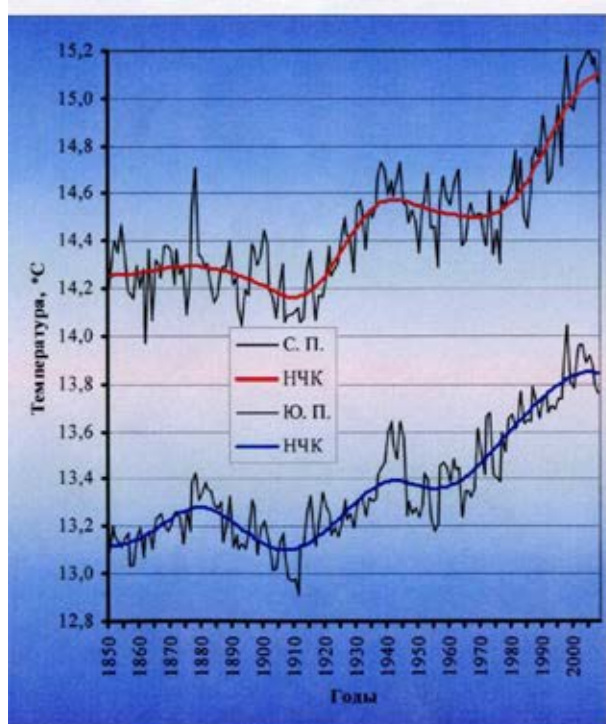


Рис. 4.12. Многолетний ход средних годовых значений температуры воздуха Северного (вверху) и Южного (внизу) полушарий и динамика интенсивности изменения долгопериодной компоненты температуры (справа) (1850–2008 гг.)

Как видно из рис. 4.12, наблюдаются различия в изменениях климата Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий. Так, средняя годовая температура воздуха, осредненная по всему СП, достигла своего максимума на отрезке времени 1850–2008 гг. в 2005 г. ($15,21^{\circ}\text{C}$), а затем понизилась к 2008 г. до $15,07^{\circ}\text{C}$. В ЮП максимальная температура зафиксирована в 1998 г. ($14,05^{\circ}\text{C}$) в период наиболее интенсивного явления Эль-Ниньо и далее началось ее плавное снижение, согласно сглаживающей кривой до $13,76^{\circ}\text{C}$ в 2008 г. Таким образом, в ЮП в последние 10 лет нет повышения среднеполушарной температуры. Среднезимняя температура в СП ведет себя аналогично среднегодовой. По своему значению она заметно уступает среднезимней температуре океанического ЮП. Ее максимум в СП отмечен в 2006 г. ($9,27^{\circ}\text{C}$), в ЮП он соответственно равен $11,78^{\circ}\text{C}$ и зафиксирован в 1998 г. Далее происходит уже отмеченное понижение температуры Южного полушария на протяжении последних 10 лет.

Осредненные по полушариям температуры за летний период ведут себя следующим образом. В СП максимум в $21,14^{\circ}\text{C}$ отмечен в 1998 г. (в 2008 г. – $20,98^{\circ}$); в ЮП максимум также в 1998 г. ($16,68^{\circ}$, а в 2008 г. – $16,22^{\circ}\text{C}$), то есть Северное полушарие, где больше суши, летом прогревается сильнее, чем океаническое Южное, где большую охлаждающую роль играет ледниковая Антарктида.

Построены линейные тренды осредненной по полушариям среднегодовой температуры для двух периодов – столетнего (1909–2008 гг.) и для фазы наиболее активного потепления (1975–2008 гг.) Для первого случая:

в СП	в ЮП
$y = 0.0075x + 14.19, R^2 = 64.1\%;$	$y = 0.0074x + 13.09, R^2 = 75.8\%.$

Видно, что скорости потепления в обоих полушариях практически одинаковы ($0,75^{\circ}\text{C}/100$ лет), а высокие значения коэффициентов детерминации R^2 свидетельствуют о значительном вкладе коэффициента наклона линейного тренда в общую дисперсию ряда.

В новейший период 1975–2008 гг. уравнения линейного тренда температуры выглядят так:

в СП	в ЮП
$y = 0.023x + 14.42, R^2 = 80.0\%;$	$y = 0.012x + 13.52, R^2 = 66.0\%.$

Таким образом, в последние десятилетия потепление в СП было практически в 2 раза более интенсивным, чем в ЮП, при этом процесс замедления потепления в ЮП начался на 7 лет раньше, чем в СП.

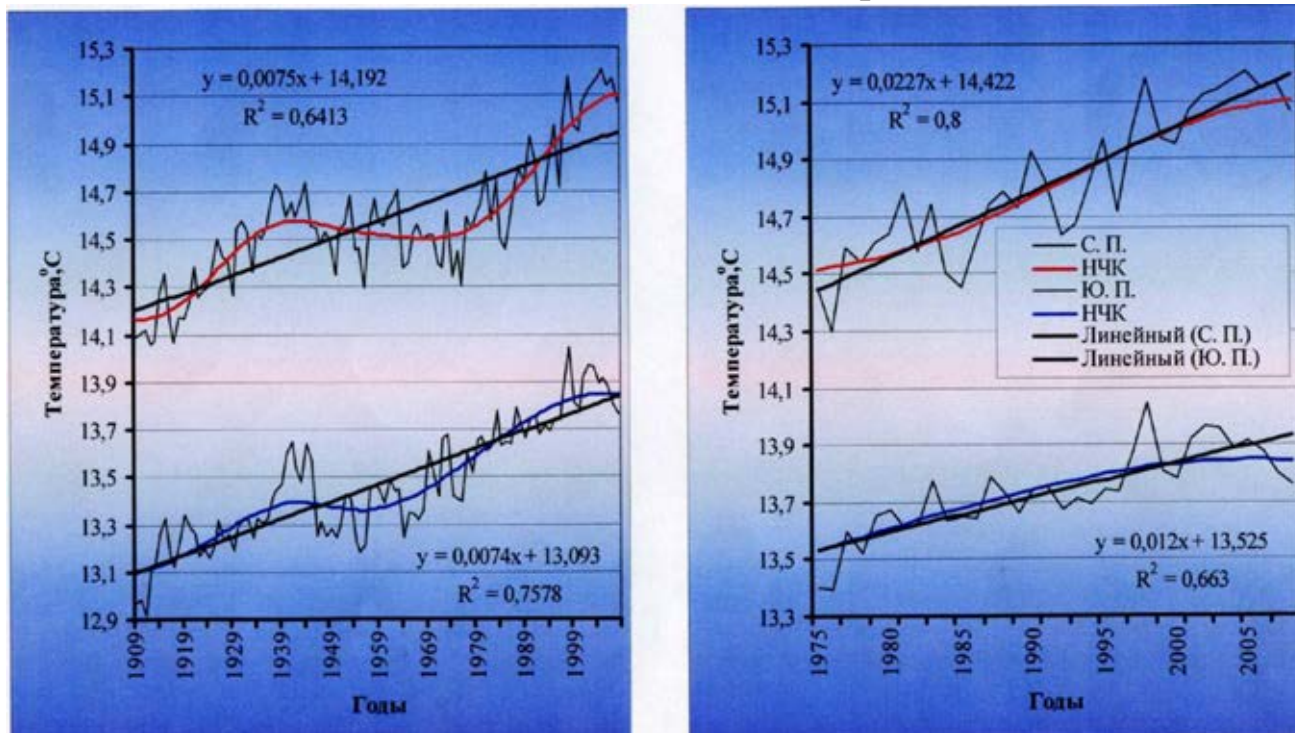


Рис. 4.13. Ход средней годовой температуры Северного (вверху) и Южного (внизу) полушарий 1909–2008 гг. (слева) и 1975–2008 гг. (справа)

Однозначно и окончательно причины современного глобального потепления не установлены. Выдвинуто несколько гипотез, объясняющих последние изменения климата, однако наиболее широко обсуждаются две версии причин происходящего потепления – антропогенная (повышение температуры за счет быстрого увеличения концентрации парниковых газов) и естественная. Первую точку зрения разделяет, в частности, МГЭИК, подготовившая не один доклад по этой проблеме.

Сторонники естественных причин современного глобального потепления, полагая, что колебания климата являются следствием нелинейных реакций климатической системы на квазипериодические внешние воздействия, указывают на то, что период интенсивного роста глобальной температуры, наблюдавшийся в 90-е годы XX столетия, приходится на восходящую ветвь 60-летнего колебания, которое было выявлено в термических и циркуляционных характеристиках атмосферы (Даценко, Монин, Сонечкин, 2004). Главенствующая

роль парникового эффекта подвергается сомнению авторами, которые на основе результатов палеоклиматических данных за последние 400 тысяч лет показали, что в прошлом изменения температуры воздуха всегда упреждали изменения концентрации парниковых газов (Котляков, 2000). Кроме того, существуют результаты исследований, показывающие, что области Земли, где наблюдается значительное понижение общего содержания озона, соответствуют регионам с потеплением климата. Предполагается, что это может быть следствием волнового тропосферно-стратосферного взаимодействия.

Таким образом, поскольку отсутствует единая точка зрения на причины современного потепления, являются весьма полезными эмпирико-статистические оценки пространственно-временной изменчивости метеорологических полей, выяснение региональных особенностей проявления изменений климата на основе данных глобального мониторинга климатической системы.

Авторами (Переведенцев, Шанталинский, 2008) дан анализ региональных особенностей климатических изменений в полях температуры, облачности и компонент скорости ветра Северного полушария за последние десятилетия в зависимости от широты, типа подстилающей поверхности и времени года.

На всем полушарии и в трех широтных зонах (приполярной – от полюса до 65° широты; умеренной – от 65° до 30° широты и тропической – от 30° широты до экватора), каждая из которых характеризуется особым термическим и циркуляционным режимом, были выделены регионы по типу подстилающей поверхности (суша или океан). Кроме того, и полушарие, и каждая широтная зона (за исключением приполярной) дополнительно были поделены на более мелкие регионы по принадлежности к конкретному материку (Америка, Евразия, Африка) или океану (Атлантический, Тихий, Индийский). Таким образом, всего на полушарии были выделены 27 регионов, по каждому из которых было произведено осреднение исследуемых метеорологических величин.

Динамика долгопериодных изменений в полях метеорологических величин выявлялась методом цифровой фильтрации, для чего использовался низкочастотный (НЧ) фильтр Поттера с точкой отсечения 10 лет, т.е. из исходного временного ряда отфильтровывались все колебания с периодом менее 10 лет. Использование указанного метода фильтрации связано с тем, что фильтр Поттера не дает существенных искажений фазы колебаний в сглаженном ряду по сравне-

нию с исходным. Кроме того, результат фильтрации близок к результатам, получаемым с помощью широко используемого в климатологии сглаживания временных рядов скользящим осреднением (в данном случае 11-летним), но лучше по качеству фильтрации (рис. 4.14).

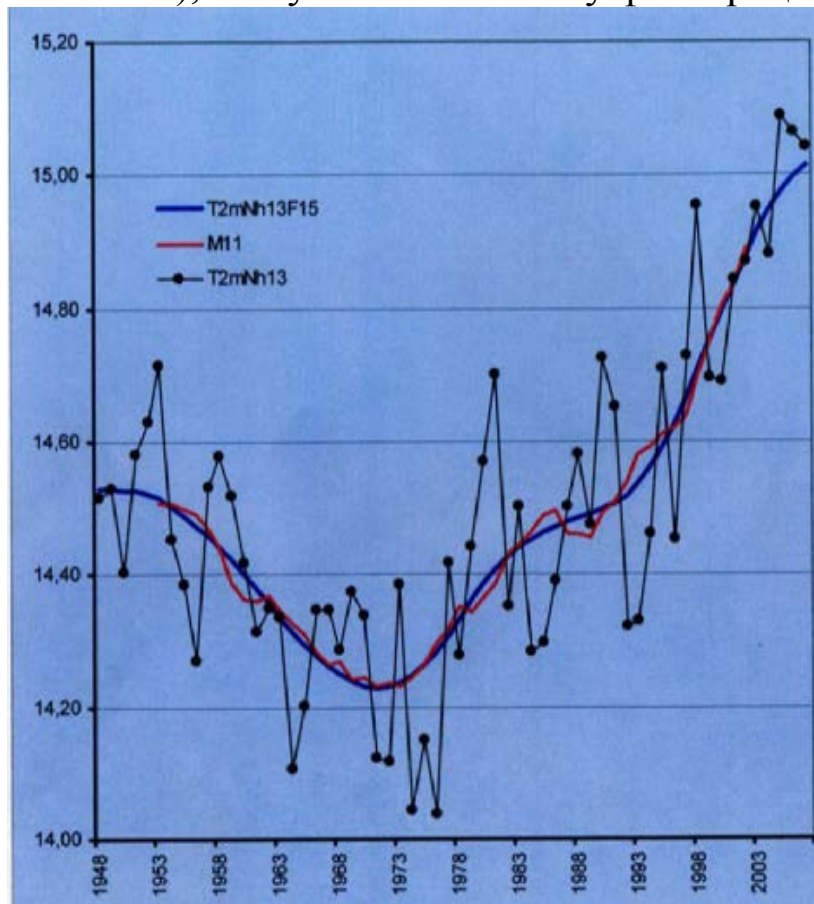


Рис. 4.14. Многолетний ход средней годовой температуры воздуха (°C), сглаженной 11-ти летними скользящими средними (красная линия) и НЧ фильтром Поттера с точкой отсечения 10 лет (синяя)

Коэффициент линейной корреляции между низкочастотными компонентами временных рядов на полушарии в выделенных регионах и узлах поля исследуемой метеорологической величины использовался для оценки степени сходства динамики климатических изменений в отдельных частях полушария и на полушарии в целом.

Кроме того, степень близости полей характеризовались с помощью показателя аналогичности

$$\xi = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i)^2 \sum_{i=1}^n (y_i)^2}} + \frac{\sum_{i=1}^n (x_i)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}.$$

Показатель ξ может принимать значения в интервале от -1 до 2 . При $\xi = 2$ имеет место полная аналогия рассматриваемых полей, при $\xi = -1$ – полная контр аналогия.

Для оценки вклада выявленных долгопериодных колебаний исследуемых величин в каждом узле в общую дисперсию использовалась процедура интегрирования соответствующего участка спектра.

Рассмотрим особенности изменения приземной температуры воздуха за период с 1850 по 2007 гг. (данные университета Восточной Англии) и более детально с 1948 по 2007 гг. (данные NCEP/NCAR реанализа).

Большинство исследователей в основном аппроксимируют изменения температуры на тех или иных временных участках линейным трендом, оценивая таким образом интегральный эффект изменения температуры на исследуемом отрезке времени. Анализ сглаженных НЧ фильтром Поттера рядов показывает, что за последние более чем 150 лет инструментальных наблюдений при общем весьма существенном, но достаточно неравномерном росте средней годовой температуры Северного полушария имели место и периоды ее понижения (рис. 4.15).

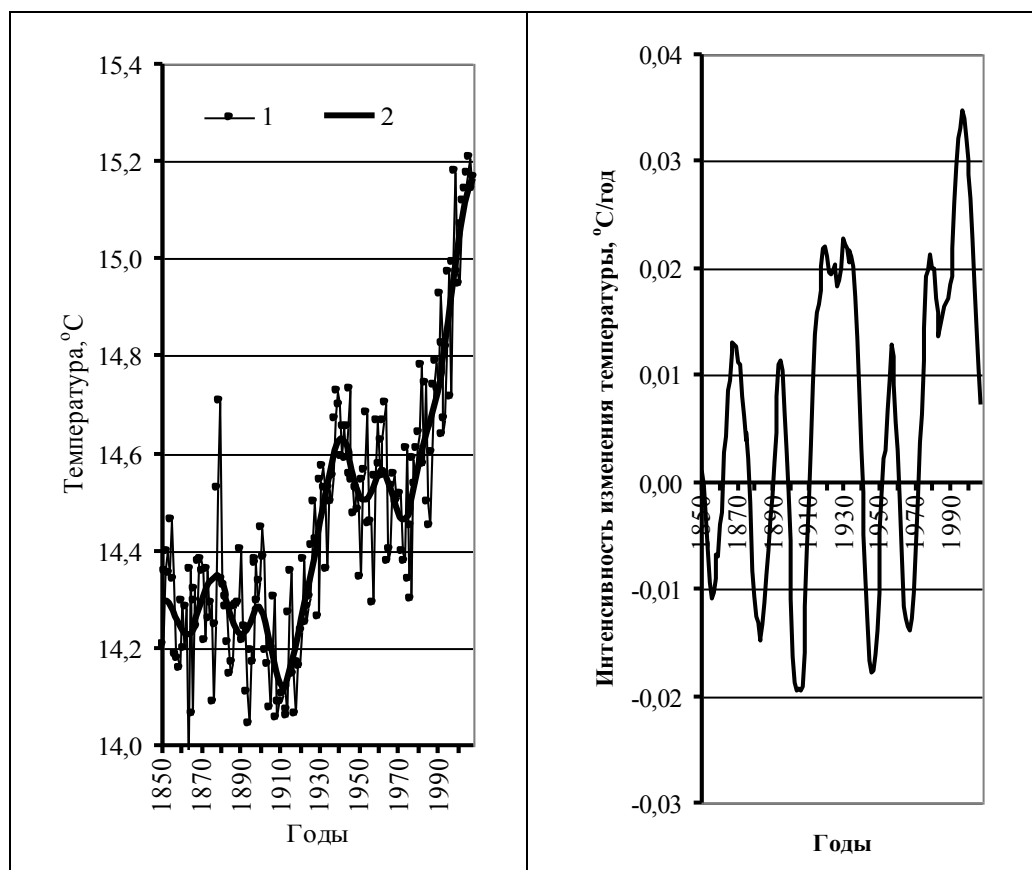


Рис. 4.15. Многолетний ход средней годовой приземной температуры воздуха Северного полушария ($^{\circ}\text{C}$), сглаженный НЧ фильтром Поттера (полоса пропускания 10 лет и более) (2), и интенсивности ее изменения ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$)

Первое похолодание за указанный период наблюдалось с 1877 по 1911 гг. и составило $0,23^{\circ}\text{C}$ за 34 года; второе – с 1940 по 1972 гг. и составило $0,17^{\circ}\text{C}$ за 32 года. После похолоданий следовали более интенсивные потепления. Первое имело место с 1911 по 1940 гг., в результате среднегодовая температура Северного полушария возросла на $0,51^{\circ}\text{C}$ за 29 лет; второе – с 1972 по 2007 гг. и, судя по ходу кривой интенсивности потепления, еще не завершилось. Тем не менее, оно продолжается уже 35 лет, а величина повышения температуры за этот период составила $0,7^{\circ}\text{C}$.

Обращает на себя внимание факт уменьшения со временем интенсивности похолоданий с $-0,07$ до $-0,05^{\circ}\text{C}/10$ лет и увеличения интенсивности потеплений с $0,18$ до $0,2^{\circ}\text{C}/10$ лет. Отчетливо проявляется в ходе средней годовой приземной температуры воздуха Северного полушария 60–70-летнее колебание, которое уже упоминалось выше, а также более слабое 20-летнее, проявляющее себя в периоды похолоданий.

Вполне вероятно, что наряду с естественными причинами изменения температуры имеет место и антропогенное влияние. Таким образом, при сохранении ансамбля выявленных колебаний температуры в ближайшем будущем можно ожидать некоторого снижения темпов потепления, которое уже наметилось, и даже возможно слабого похолодания на фоне уже достигнутых высоких значений.

В табл. 4.12 приведены характеристики изменения температуры воздуха в различных регионах Северного полушария по данным реанализа. Поскольку похолодание началось несколько ранее имеющихся данных реанализа и, как уже указывалось, в период похолодания наблюдаются колебания более короткого периода, то характеристики похолодания в табл. 4.12 несколько отличаются от полученных данных университета Восточной Англии.

Наиболее резко процессы изменения температуры, как следует из табл. 4.12, выражены в приполярной зоне полушария, где похолодание, составившее $-0,54^{\circ}\text{C}$ за 13 лет, сменилось потеплением, которое продолжается уже 41 год и к настоящему времени составило $2,36^{\circ}\text{C}$. В умеренной зоне интенсивности последнего потепления климата и предшествующего ему похолодания весьма близки и составляют $+0,24$

и $-0,28^{\circ}\text{C}/10$ лет, соответственно. В результате за последние 34 года температура повысилась на $0,81^{\circ}\text{C}$, что почти в три раза меньше, чем в приполярной зоне. Наименьшие изменения средней годовой приземной температуры воздуха наблюдаются в тропической зоне, где за последние 36 лет температура повысилась на $0,5^{\circ}\text{C}$.

Т а б л и ц а 4.12

Характеристики современного потепления и предшествующего ему похолодания в различных регионах Северного полушария

Регион	Похолодание			Потепление		
	продолжительность, годы	величина, $^{\circ}\text{C}$	интенсивность, $^{\circ}\text{C}/10$ лет	продолжительность, годы	величина, $^{\circ}\text{C}$	интенсивность, $^{\circ}\text{C}/10$ лет
Северное полушарие в целом	23	-0,30	-0,13	36	0,78	0,22
Полярная зона	13	-0,54	-0,42	41	2,36	0,57
Умеренная зона	25	-0,71	-0,28	34	0,81	0,24
Тропическая зона	12	-0,06	-0,05	36	0,50	0,14
Северное полушарие – суша	24	-0,64	-0,27	35	0,94	0,27
Америка	18	-0,58	-0,32	35	0,95	0,27
Евразия	24	-0,94	-0,39	35	1,06	0,30
Африка	24	-0,13	-0,05	32	0,62	0,19
Умеренная зона – суша	24	-1,00	-0,42	35	1,07	0,31
Умеренная зона – Америка	22	-0,85	-0,39	33	0,93	0,28
Умеренная зона – Евразия	24	-1,11	-0,46	35	1,16	0,33
Тропическая зона – суша	22	-0,20	-0,09	33	0,57	0,17
Тропическая зона – Америка	10	-0,14	-0,14	39	0,41	0,11
Тропическая зона – Евразия	22	-0,43	-0,20	33	0,59	0,18
Тропическая зона – Африка	23	-0,12	-0,05	32	0,63	0,20
Северное полушарие – океан	15	-0,12	-0,08	37	0,69	0,19
Атлантический	20	-0,24	-0,12	35	0,68	0,19
Тихий	13	-0,12	-0,09	34	0,39	0,11
Индийский	8	-0,07	-0,08	51	0,83	0,16
Умеренная зона – океан	26	-0,40	-0,15	32	0,54	0,17
Умеренная зона – Атлантический	20	-0,44	-0,22	35	0,77	0,22
Умеренная зона – Тихий	29	-0,42	-0,14	28	0,37	0,13
Тропическая зона – океан	10	-0,03	-0,03	36	0,48	0,13
Тропическая зона – Атлантический	11	-0,05	-0,05	35	0,58	0,17

Тропическая зона – Тихий	11	-0,08	-0,08	36	0,42	0,12
Тропическая зона – Индийский	8	-0,07	-0,08	51	0,83	0,16

Обращает на себя внимание также резкое ослабление роста приземной температуры воздуха в период с 1983 по 1994 гг., которое прослеживается практически во всех регионах полушария. Оно вызвано уменьшением прозрачности атмосферы в связи с поступлением в атмосферу большого количества продуктов извержений вулканов Эль-Чичон и Пинатубо. В результате уменьшение роста температуры отмечается во всей тропосфере, а в стратосфере вследствие поглощения солнечной радиации продуктами извержения имеет место значительный рост температуры.

В зимний сезон (декабрь – февраль) величина потепления существенно больше, чем в летний (июнь – август) за исключением тропической зоны, где, впрочем, период потепления летом начался намного раньше. Интенсивность же потепления больше в зимний сезон во всех регионах (табл. 4.13).

Т а б л и ц а 4.13

Характеристики современного потепления и предшествующего ему похолодания в некоторых регионах Северного полушария зимой и летом

Регион	Похолодание			Потепление		
	продолжительность, годы	величина, °С	интенсив- ность, °С/10 лет	продолжительность, годы	величина, °С	интенсив- ность, °С/10 лет
Зима (декабрь – февраль)						
Северное полушарие в целом	13	-0,35	-0,27	36	0,96	0,27
Полярная зона	8	-0,32	-0,40	40	2,93	0,73
Умеренная зона	23	-0,92	-0,40	35	1,14	0,32
Тропическая зона	14	-0,16	-0,11	34	0,50	0,15
Северное полушарие – суша	23	-0,75	-0,33	35	1,21	0,35
Северное полушарие – океан	12	-0,14	-0,12	36	0,81	0,22
Лето (июнь – август)						
Северное полушарие в целом	24	-0,31	-0,13	35	0,60	0,17
Полярная зона	14	-0,59	-0,42	38	0,80	0,21
Умеренная зона	26	-0,73	-0,28	33	0,66	0,20

Тропическая зона	7	-0,02	-0,02	52	0,56	0,11
Северное полушарие – суша	26	-0,67	-0,26	33	0,84	0,26
Северное полушарие – океан	20	-0,10	-0,05	36	0,45	0,12

Над термически более инерционной подстилающей поверхностью – океаном изменения температуры выражены слабее, чем над сушей, где наибольшие изменения имеют место в умеренной зоне Евразии. Здесь похолодание за 24 года составило $1,11^{\circ}\text{C}$, а потепление за 35 лет – $1,16^{\circ}\text{C}$. Наименьшие изменения температурного режима над сушей наблюдаются в тропической зоне Америки, которая представляет собой узкую полосу суши между океанами. В результате долгопериодные колебания приземной температуры здесь невелики. Похолодание за короткий 10-летний период составило $0,14^{\circ}\text{C}$, а современное потепление, длящееся 39 лет, – $0,41^{\circ}\text{C}$. Над океанической поверхностью наиболее активные температурные изменения происходят в Индийском океане, где потепление продолжается 51 год и составило $0,83^{\circ}\text{C}$.

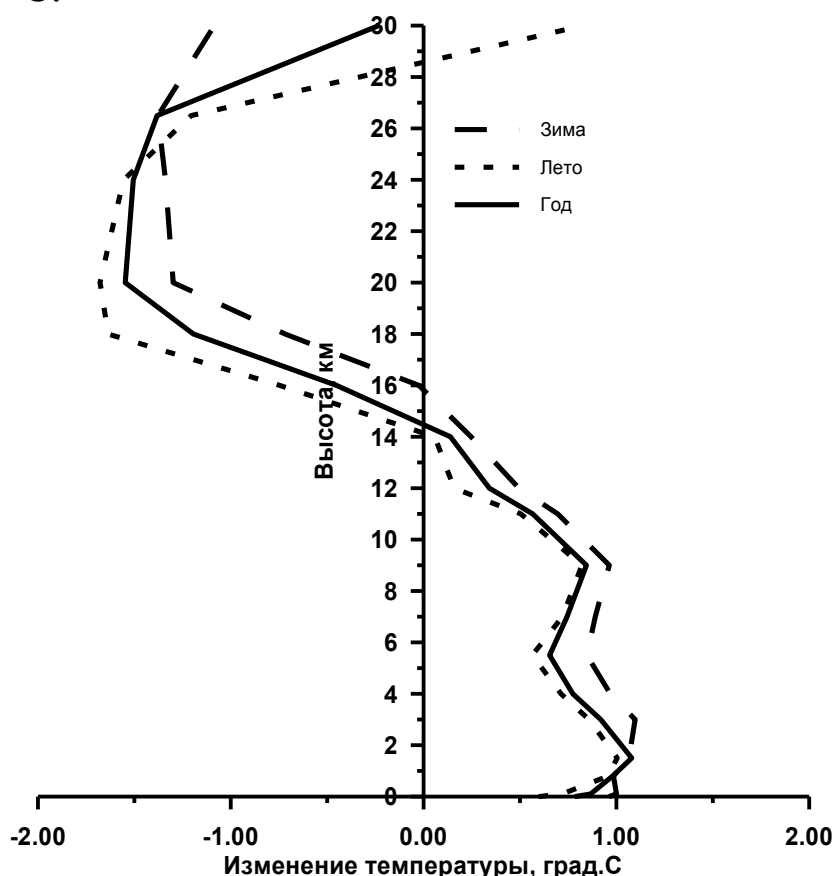


Рис. 4.16. Вертикальные профили осредненных по территории Северного полушария изменений температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за 1971–2007 гг.

С высотой в среднем значение величины современного потепления убывает. Так, если в среднем для полушария у поверхности земли

она составила $0,78^{\circ}\text{C}$ за последних 36 лет, то на уровне изобарической поверхности – 500 гПа (средняя высота около 5,5 км) температура за этот же период времени повысилась на $0,65^{\circ}\text{C}$. Наибольшие различия между величиной потепления у поверхности и в средней тропосфере наблюдаются в приполярной зоне $2,36^{\circ}$ и $0,92^{\circ}\text{C}$, соответственно, а наименьшие – в умеренной и тропической (разности составили $0,2^{\circ}$ и $0,1^{\circ}\text{C}$). Тип подстилающей поверхности также не сильно влияет на разности между величиной повышения температуры у Земли и в средней тропосфере, над сушей они – около $0,2^{\circ}\text{C}$, над океанической поверхностью – $0,1^{\circ}\text{C}$.

Установленное понижение роста температуры в средней тропосфере по сравнению с приземной связано, в частности, с тем, что под влиянием вулканических выбросов с середины 80-х до середины 90-х годов в тропосфере наблюдалось слабое понижение температуры, а не ослабление ее роста, как у поверхности Земли.

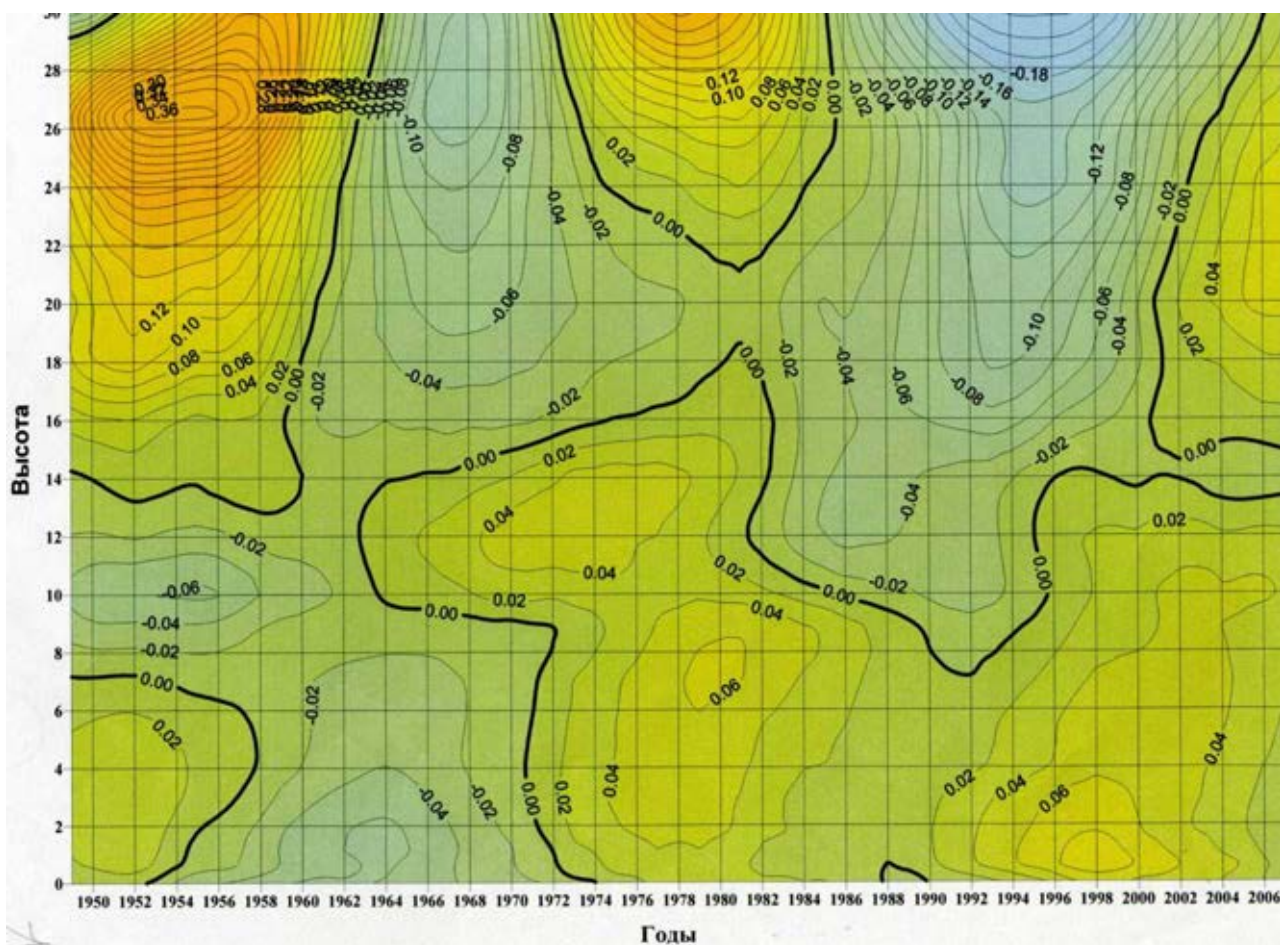
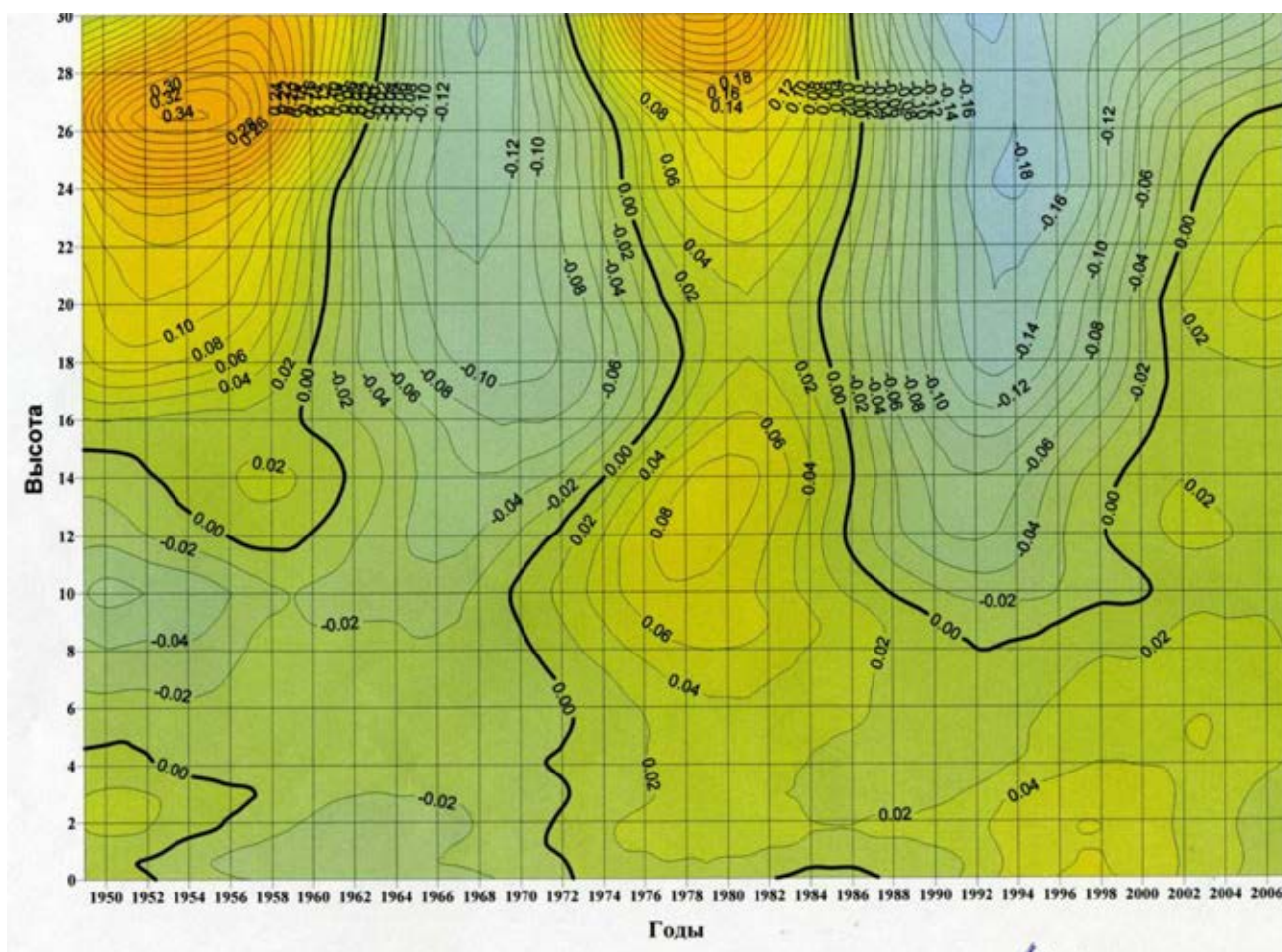


Рис. 4.17 а. Вертикальный разрез многолетнего хода интенсивности изменений ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) НЧК с периодом более 10 лет средней годовой температуры умеренной зоны Северной Америки



Атлантического океана и Тихого океана, за исключением Евразии, началось потепление. Так как процессы в тропосфере и стратосфере идут в противофазе, то можно предположить, что в ближайшие годы в тропосфере возможно похолодание (рис. 4.17). Процесс замедления потепления в тропосфере в масштабах земного шара просматривается на рис. 4.12.

Рис. 4.17 в. Вертикальный разрез многолетнего хода интенсивности изменений ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) НЧК с периодом более 10 лет средней годовой температуры умеренной зоны Евразии

Максимальные значения коэффициентов корреляции, а значит наибольшее сходство хода сглаженных кривых средней годовой приземной температуры воздуха в конкретной точке и средней по полу-

шарию, представленной на рис. 4.19, наблюдаются, как правило, над океанической поверхностью (восточная часть Атлантики и Средиземного моря, западная часть Тихого океана, значительная часть Арктики, район Карибского моря и Мексиканского залива и др.), а также над некоторыми континентальными районами (районы Прибайкалья, Великих Озер, северо-запад Канады и Аляска и др.). Одновременно значительная часть полушария характеризуется изменениями температуры, не сходными со средним значением (восточная часть Тихого океана, значительная часть Северной Америки, северная Африка, юг Евразии, районы к западу и югу от Гренландии, горные области Евразии и т.д.).

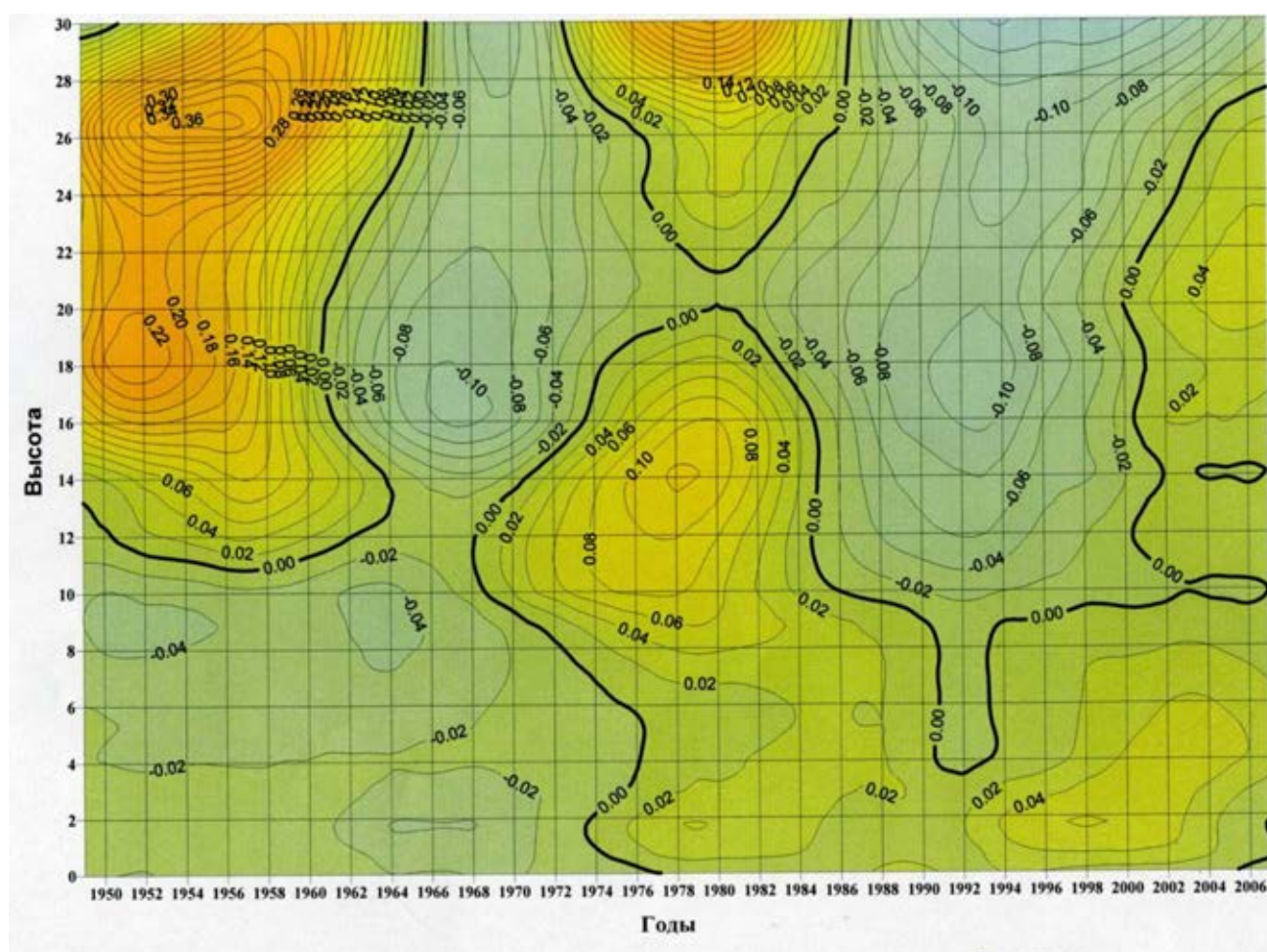


Рис. 4.17 г. Вертикальный разрез многолетнего хода интенсивности изменений ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) НЧК с периодом более 10 лет средней годовой температуры умеренной зоны Тихого океана

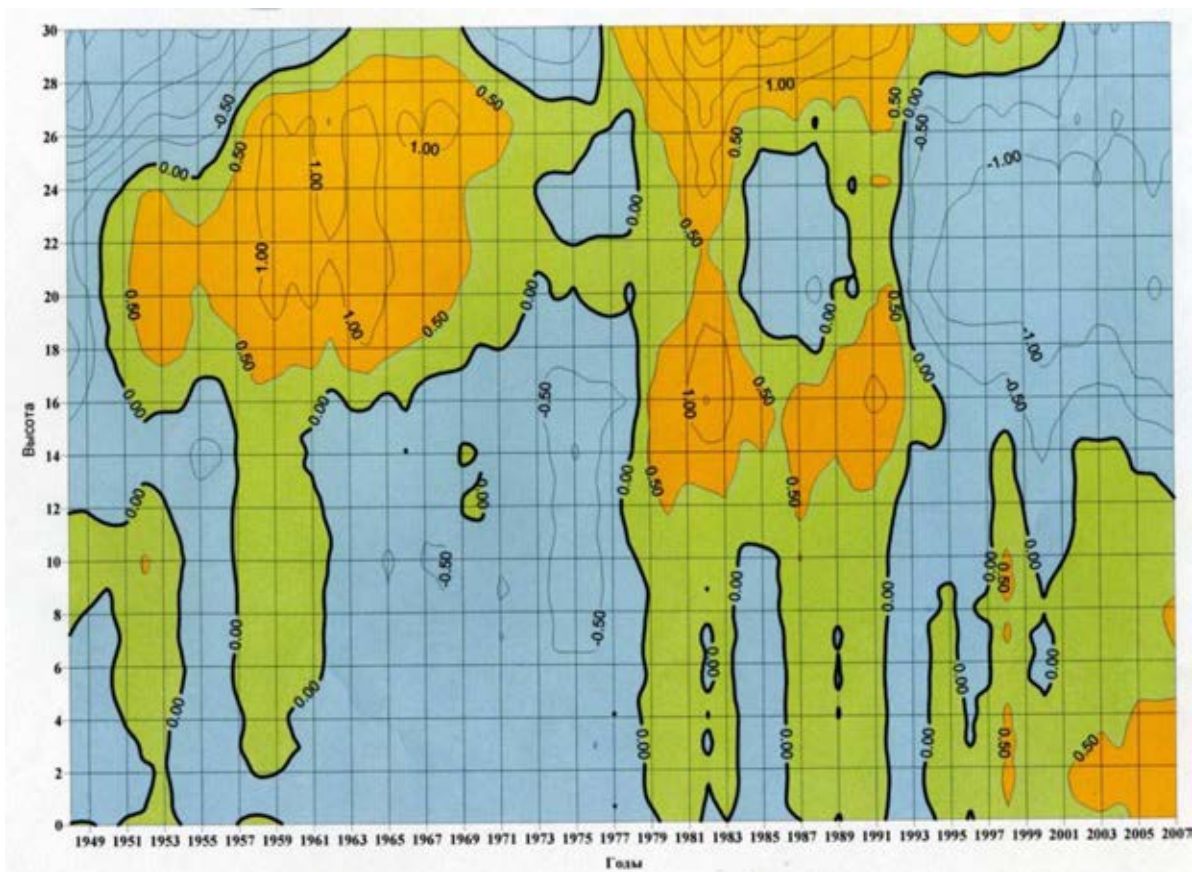


Рис. 4.18. Вертикальный разрез многолетнего хода аномалий средней годовой температуры воздуха Северного полушария

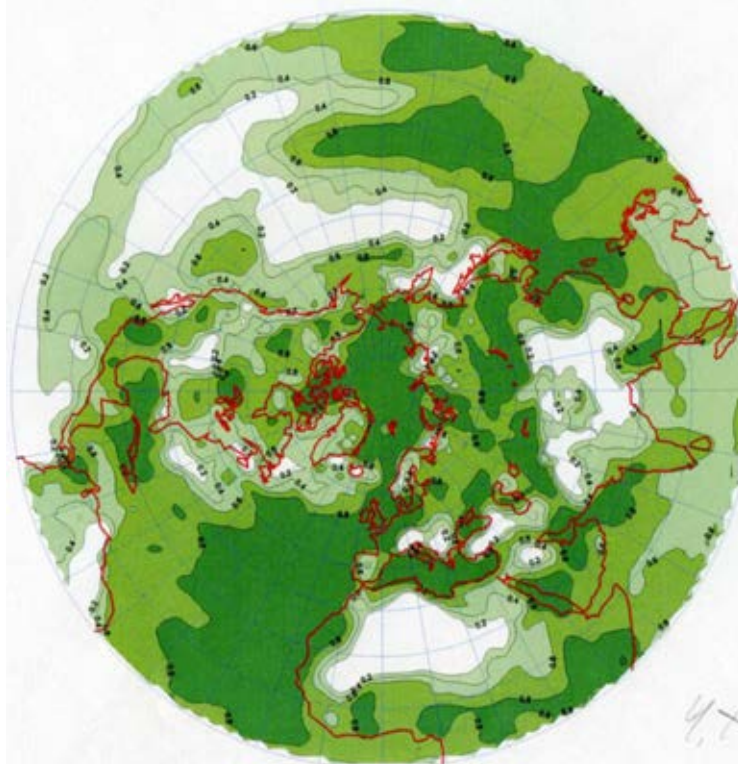


Рис. 4.19. Пространственное распределение коэффициента корреляции НЧ компоненты с периодом более 10 лет средней годовой температуры воздуха всего Северного полушария со значениями в конкретных узлах сетки (1948–2007 гг.)

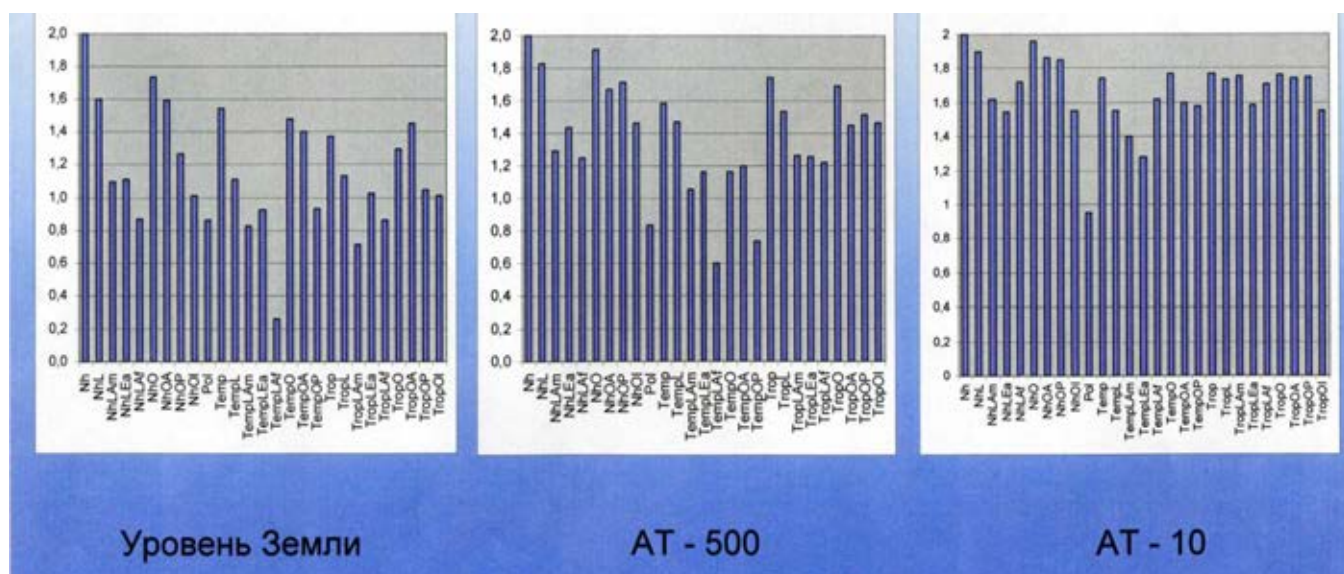


Рис. 4.20. Значения показателя аналогичности полей динамики годового хода температуры в различных регионах Северного полушария

Например, район между южной оконечностью Гренландии и Лабрадором характеризуется постоянным понижением средней годовой температуры до 90-х годов, а затем быстрым ростом, что существенно отличается от средней картины по полушарию. В то же время относительно недалеко на восточном побережье Гренландии ход изменения температуры весьма похож на поведение среднеполушарной температуры.

Однако, несмотря на все разнообразие изменений температуры в различных регионах Северного полушария, в большинстве из них наблюдается рост температуры, начиная с 90-х годов XX столетия.

В целях более глубокого изучения происходящих процессов были выделены наиболее холодное и теплое десятилетия. Ими оказались, соответственно, 1967–1976 и 1994–2003 гг., разность осредненных по этим десятилетиям среднемесячных температур воздуха и зональной скорости ветра указывает на их существенные различия. Так, на карте разностей январских температур самого теплого и самого холодного десятилетия AT_{1000} четко выделяются обширные области повышения температуры на континентах Евразии и Северной Америки (до $+4^{\circ}$), в то же время в районе горных систем Северной Африки (Сахара) наблюдается понижение температуры (примерно на 1°). Над обширными территориями Тихого и Атлантического океанов заметно понижение температуры так же, как и в районе Охотского моря. Таким образом, сравнительно сильный прогрев материков сопровождается охлаждением (но менее интенсивным) океанической поверхности.

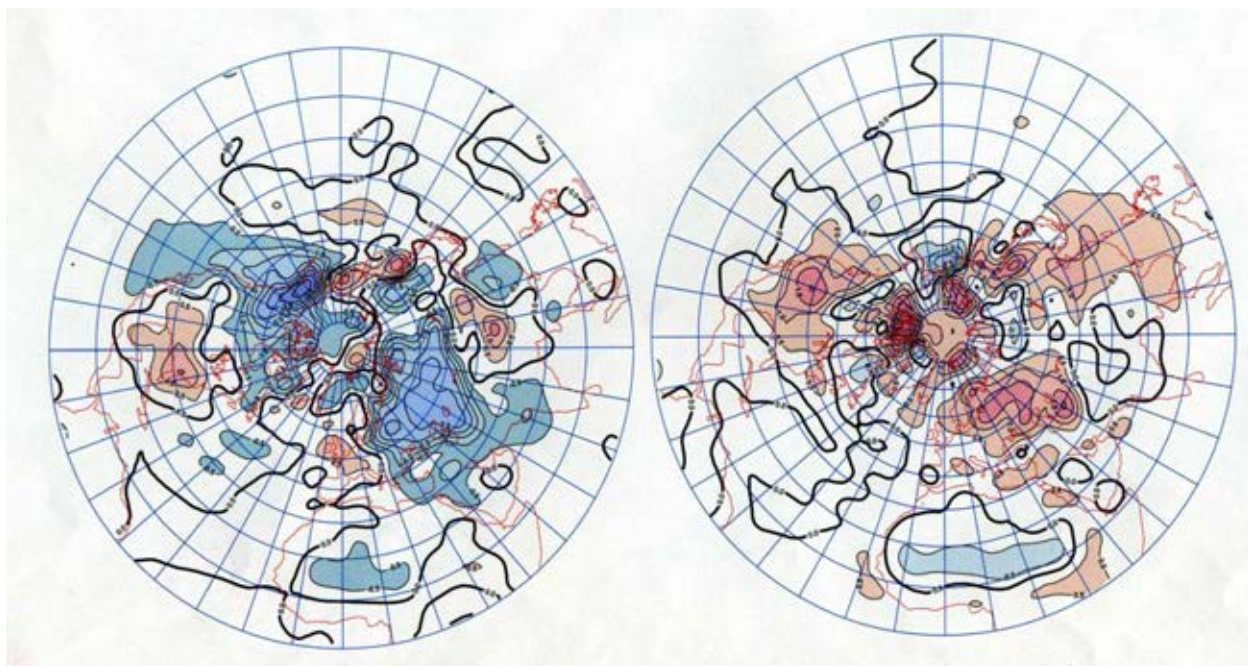


Рис. 4.21. Разности январских температур ($^{\circ}\text{C}$) периодов 1967–1976 и 1958–2003 гг. (слева) и периодов 1994–2003 и 1958–2003 гг (справа) на изобарической поверхности 1000 гПа

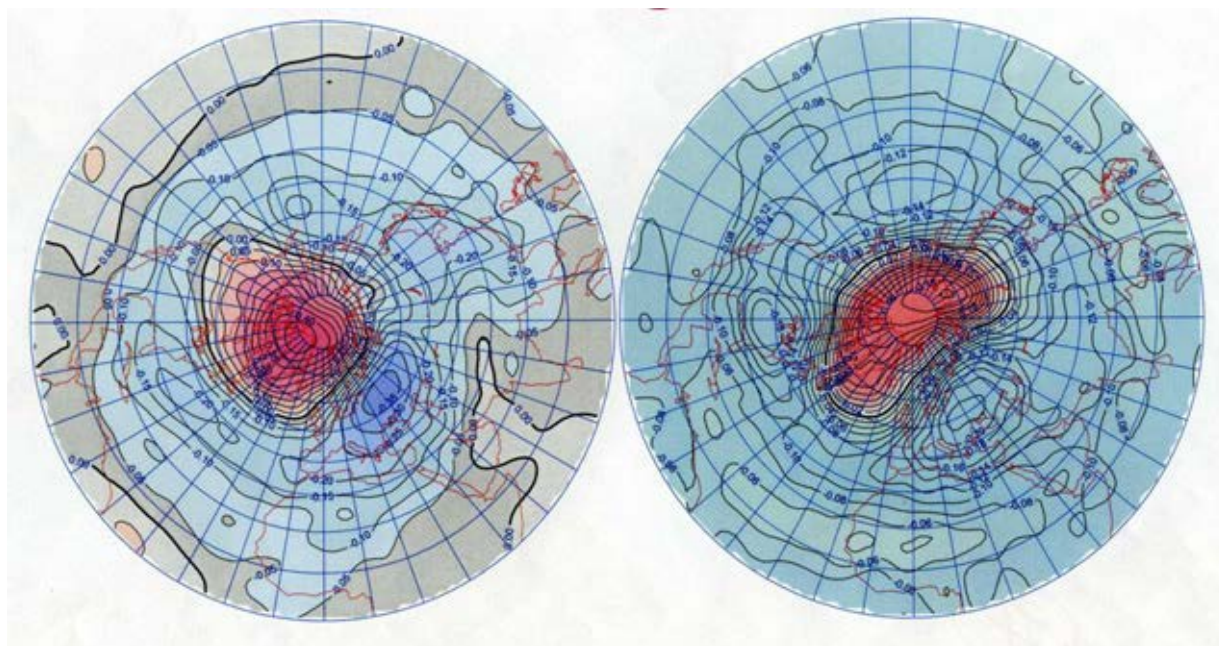


Рис. 4.22. Коэффициент наклона линейного тренда, $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ средней январской температуры воздуха на AT_{30} . Периоды 1958–1975 (слева) и 1976–2005 гг. (справа).

В режиме ветра за рассматриваемый 46-летний период выявляются следующие структурные особенности: зимой со временем в тропосфере в зоне $0\text{--}35^{\circ}$ с.ш. наблюдается ослабление зональных по-

токов, в зоне 40° – 75° с.ш. – их усиление, в полярной области – вновь ослабление. В летний период картина более сложная. Выявлены также заметные различия в ветровом режиме двух подпериодов: 1977–2003 и 1958–1976 гг. В тропосфере, как правило, отмечается ослабление со временем западных потоков в субтропическом поясе, над Евразийским континентом, наоборот, скорость увеличивается, в полярной зоне вновь ослабевает. В стратосфере преобладает усиление западных потоков зимой, летом ситуация усложняется: скорость восточных потоков усиливается в субтропическом поясе и в полярном районе, несколько ослабевает в умеренных широтах.

Наблюдающееся преобладающее повышение температуры приводит к увеличению испарения с подстилающей поверхности, что должно способствовать процессам образования облачности. Однако облака являются регулятором радиационных потоков в атмосфере и сами по-разному в разных широтных зонах и в различные сезоны года влияют на изменение температуры. Сложность взаимовлияния температуры и облачности усугубляется изменениями циркуляционного режима.

За исследуемый период 1948–2007 гг. в Северном полушарии количество общей облачности (процент покрытия небосклона облаками всех ярусов) в основном уменьшалось. Однако с начала 90-х гг. XX столетия наблюдается процесс увеличения количества облачности (КО) над океанами и некоторой стабилизации его понижения – над сушей. Эти изменения невелики. Над океанической поверхностью полушария среднее годовое КО сначала (1948–1989 гг.) уменьшилось на 3%, а затем возросло на 1%. Над сушей в 1948–2007 гг. уменьшение составило 4%, но далее роста КО не последовало, а наблюдалось лишь ослабление уменьшения. В 1989–2007 гг. среднее годовое КО над сушей уменьшилось на величину менее чем 0,5%.

Указанный характер динамики КО наблюдался в основном за счет вклада холодного периода, в то время как летом происходили несколько иные изменения КО. Это выражается, прежде всего, в том, что в это время года изменения среднего годового КО над сушей сдвинуты по фазе приблизительно на 8 лет вперед по сравнению с процессами над океанами. Можно предположить, что обнаруженное несовпадение объясняется более медленной реакцией облачности над сушей, чем над океанами на повышение температуры в условиях менее активного зонального переноса в летний период.

Динамика КО в разных широтных зонах имеет свои особенности. Так, если на фоне общего понижения во внетропических широтах происходило увеличение КО в 60–70-е гг. XX в., наиболее ярко проявившееся в приполярной зоне, сменившееся уменьшением и продолжавшимся до начала 90-х гг., то в тропической зоне с конца 50-х до 80-х гг. происходило уменьшение КО, которое в летний сезон продолжалось еще дольше – до начала 90-х гг. и только с этого момента начался рост КО.

Влияние типа подстилающей поверхности и характера циркуляции на изменение КО в умеренной и тропической зонах выразилось в том, что в умеренной зоне зимой в условиях активного макротурбулентного обмена в западно-восточном переносе изменения КО над сушей и океанами происходили синхронно. Летом, когда западно-восточный перенос ослаблен, синхронность нарушается. Особенно это заметно в период потепления, начавшегося с конца 90-х гг., когда изменения КО над сушей и океанами умеренных широт носили противофазный характер. В тропической зоне, наоборот, изменения КО летом носят синхронный характер, а зимой с конца 90-х гг. КО над океанами увеличивается, а над сушей уменьшается. Это можно объяснить увеличением летом в тропиках облачности над океанами, вследствие увеличения испарения в условиях летней муссонной циркуляции облачность переносится на материк. Зимой муссонная циркуляция направлена с суши на океан, а увеличение температуры над сушей лишь удаляет воздух от состояния насыщения, что вызывает противофазный ход изменения облачности.

Как уже было сказано, в последнее время температура повышается большими темпами в приполярной зоне, поэтому со временем уменьшается разность температур между полюсом и экватором, что отражается на характере горизонтальных движений в тропосфере. Установлено, что разности температур между тропической и приполярной зонами Северного полушария убывают с середины 60-х гг. XX в. Следует отметить, что с середины 70-х гг. уменьшение разностей прекратилось, а затем сменилось даже некоторым возрастанием, но с конца 80-х гг. до настоящего времени температурные разности средних годовых температур между тропическими широтами и приполярными уменьшаются со средней скоростью $0,8^{\circ}\text{C}/10$ лет. Наибольший вклад в подобное изменение разностей вносит зимний сезон, однако с конца 90-х гг. XX в. уменьшение разностей между температурами тропических и приполярных широт наблюдается и летом.

При ослаблении температурного контраста между полюсом и экватором следовало бы ожидать уменьшения интенсивности западно-восточного переноса в умеренных широтах, но сложность взаимовлияния изменений температуры и циркуляции, определенная автономность поведения центров действия атмосферы в различные сезоны года определяют довольно сложный ход зональной циркуляции.

Наиболее активные изменения зональной компоненты скорости ветра (ЗКСВ) происходят в приполярной зоне, где зимой в течение всего исследуемого периода при наличии заметных колебаний происходит ее уменьшение. Летом в этом регионе Северного полушария в период с начала 60-х и до середины 90-х гг. XX в. наблюдалось увеличение ЗКСВ, а далее и до настоящего времени в период наиболее активного потепления имеет место довольно быстрое ее уменьшение. Интенсивность уменьшения ЗКСВ в этот период составляет около 1 м/с за 10 лет.

В умеренных широтах зимой с середины 60-х и до начала 90-х гг. ЗКСВ возросла приблизительно на 0,8 м/с. Далее в ходе ЗКСВ наблюдаются колебания с периодом около 15 лет и амплитудой 0,2 м/с. Эти колебания проявляют себя над сушей и Атлантическим океаном, в то время как над Тихим океаном в последние десятилетия отмечается устойчивый рост ЗКСВ. Летом в умеренных широтах в связи с уменьшением контраста между основными центрами действия атмосферы в последние десятилетия происходит ослабление западно-восточного переноса. Следует отметить значительное сходство изменений ЗКСВ в нижней (изобарическая поверхность 850 гПа) и средней тропосфере (поверхность 500 гПа) внетропических широт. Особенно в зимний период.

В тропической зоне зимой в нижней тропосфере преобладают восточные потоки, а в средней – западные, летом же восточные потоки преобладают во всей тропосфере. Зимой в нижней тропосфере до середины 60-х гг. восточные потоки ослабевали, а далее возрастали и увеличиваются по настоящее время; в средней тропосфере западные потоки увеличивались до конца 70-х гг., а затем величина уменьшения скорости западно-восточного переноса составила 1 м/с за 30 лет. Летом изменения ЗКСВ в тропической зоне в нижней и средней тропосфере с середины 60-х гг. носят противофазный характер. До конца 70-х гг. восточные потоки в нижней тропосфере слабо возрастали, а в средней – убывали, далее изменения ЗКСВ в нижней и средней тропосфере противоположны, но интенсивность изменений больше.

На фоне уменьшения со временем интенсивности похолоданий и увеличения интенсивности потеплений, а также отчетливого проявления в ходе средней годовой приземной температуры воздуха Северного полушария 60–70-летнего колебания определено наличие более слабого 20-летнего проявляющего себя в периоды похолоданий. Это позволяет в ближайшем будущем ожидать некоторого снижения темпов потепления и даже возможно слабого похолодания на фоне уже достигнутых высоких значений.

Таким образом, главные результаты выполненного анализа таковы:

1. Установлено, что за последние 34 года температура умеренных широт повысилась на $0,81^{\circ}\text{C}$, что почти в три раза меньше, чем в приполярной зоне, а наименьшие изменения средней годовой приземной температуры воздуха наблюдаются в тропиках, где за последние 36 лет температура повысилась на $0,50^{\circ}\text{C}$. Причем над океанической поверхностью изменения температуры выражены существенно слабее, чем над сушей.

2. Определены величины современного потепления в тропосфере. Показано, что если в среднем для полушария у поверхности земли потепление составило $0,78^{\circ}\text{C}$ за 36 последних лет, то на уровне изобарической поверхности 500 гПа (средняя высота около 5,5 км) температура за этот же период времени повысилась на $0,65^{\circ}\text{C}$. Причем наибольшие различия между величиной потепления у поверхности Земли и в средней тропосфере наблюдаются в приполярной зоне $2,36^{\circ}$ и $0,92^{\circ}\text{C}$, соответственно, а наименьшие – в умеренной и тропической (разности составили $0,2$ и $0,1^{\circ}\text{C}$).

3. Построенные вертикальные профили осредненных по территории СП, суши и океана, различных широтных зон изменений температуры воздуха за период с 1971 по 2007 гг. по годовым и сезонным данным показывают, что наибольший прирост температуры за этот период наблюдается на уровне изобарической поверхности 850 гПа (более 1°C). При переходе из тропосферы в стратосферу происходит смена знака изменения температуры (похолодание стратосферы). Вид вертикального профиля зависит от типа подстилающей поверхности и широтной зоны.

4. Проведенное исследование показало, что за исследуемый период (1948–2007 гг.) в Северном полушарии преобладающее уменьшение количества общей облачности, которое с начала 90-х годов XX столетия сменилось процессом увеличения количества облачности

над океанами и некоторой стабилизацией его понижения над сушей, что может быть объяснено большим поступлением в атмосферу водяного пара в условиях потепления.

5. Установлено также, зимой в течение всего исследуемого периода в приполярной зоне зональная компонента скорости ветра уменьшается. В то время как летом в этом регионе уменьшение происходит лишь с середины 90-х годов и до настоящего времени, т.е. в период наиболее активного потепления. В умеренных широтах зимой над Тихим океаном в последние десятилетия отмечается устойчивое усиление зональной циркуляции. Летом же в умеренных широтах в связи с уменьшением контраста между основными центрами действия атмосферы в последние десятилетия происходит ослабление западно-восточного переноса.

В (Переведенцев и др., 2006) главное внимание уделяется изучению неустойчивых в климатическом отношении территорий Северного полушария (СП), где создаются потенциальные предпосылки для возникновения различных природных катастроф, которые все чаще отмечаются системой наблюдений. Так, в 1990–1994 гг. среднее годовое количество катастроф возросло по сравнению с 1965–1969 гг. почти в 3 раза (Осипов, 2001). С этой целью нами рассматриваются аномалии температуры различной интенсивности.

Исходным материалом являлись ежедневные данные реанализа температуры воздуха в узлах регулярной географической сетки за последние 58 лет (1948–2005 гг.) При этом следует иметь в виду, что данные реанализа первых 10 лет менее надежные, чем отнесенные к более позднему периоду 1958–2005 гг.

В узлах регулярной географической сетки для каждого месяца и года указанного периода определялись аномалии температуры как разности между фактической температурой и климатической нормой (средней за 1948–2005 гг.), величины СКО (σ). При этом выделялись крупные ($\Delta T_i \geq \sigma$) и очень крупные ($\Delta T_i \geq 2\sigma$) аномалии. Затем с учетом полученных данных в отдельных узлах рассчитывались площади, занятые аномалиями температурного поля того или иного знака как по территории всего Северного полушария, так и его составных частей.

В качестве интегральной характеристики аномальности температурного поля применялись параметры Багрова (K) и Токарева (K_T), позволяющие оценивать не только величину аномалии, но и ее знак (Токарев, 1983):

$$K = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{\Delta T_i}{\sigma_i} \right)^2,$$

$$K_T = \frac{1}{N+M} \left[\sum_{i=1}^N \left(\frac{\Delta T_{+i}}{\sigma_i} \right)^2 - \sum_{i=1}^M \left(\frac{\Delta T_{-i}}{\sigma_i} \right)^2 \right],$$

где N – количество точек с положительной аномалией температуры T_+ , M – количество точек с отрицательной аномалией T_- .

Как следует из формулы, если площади, занимаемые аномалиями одного знака, примерно равновелики, то параметр K_T не достигает больших значений. В том случае, когда площадь, занятая аномалией одного знака, превышает 70 %, этот параметр резко увеличивается.

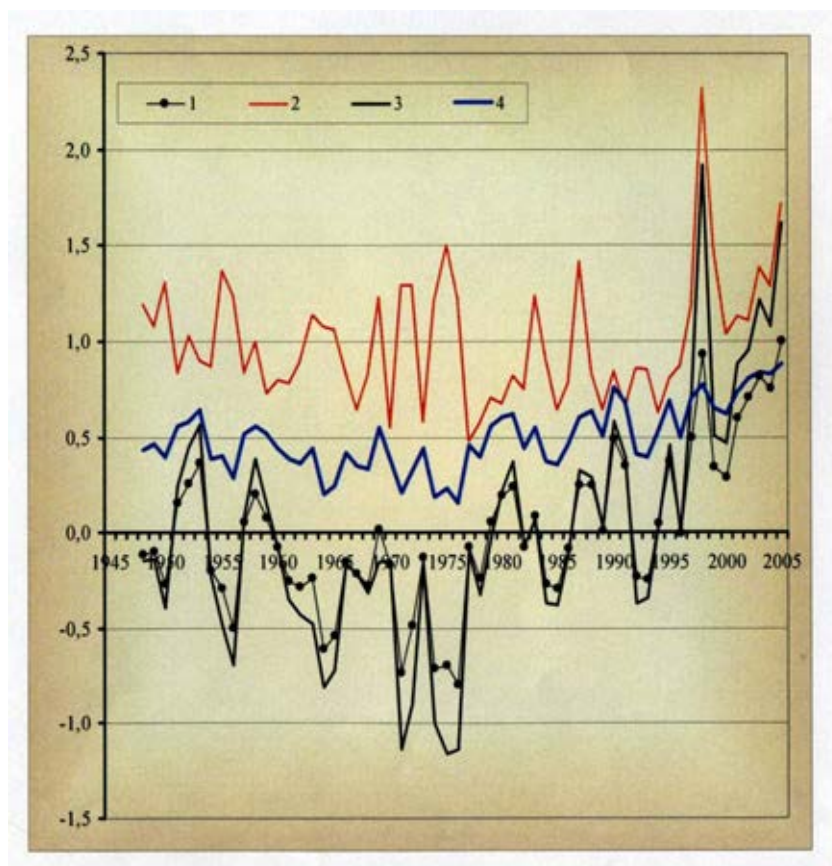


Рис. 4.23. Многолетний ход нормированной аномалии (1), индексов аномальности Багрова (2), Токарева (3) и доли площади, занятой положительной аномалией (4) средней годовой температуры воздуха Северного полушария

При нормальном распределении случайной величины (в данном случае температуры T) выполняются соотношения

$$P\{-\sigma < \Delta T < +\sigma\} = 0,683,$$

$$P\{-2\sigma < \Delta T < +2\sigma\} = 0,954,$$

$$P\{-3\sigma < \Delta T < +3\sigma\} = 0,997,$$

где P – вероятность непревышения аномалии температуры ΔT указанных пороговых значений. Таким образом, в 68% случаев абсолютная величина аномалии не превышает значения σ .

Параметр Багрова рассчитывался для приземной средней годовой температуры для СП в целом, тропической умеренной и полярной зон, а также отдельно для территорий, занятых сушей и океаном, входящих в состав СП и перечисленных зон для периода 1948–2005 гг.

Ряд значений K , составленный для всей территории СП, насчитывает 7 лет (над океаном и сушей), когда $K > 1,5$. Особенно выделяется 1998 г., когда над океаном $K = 2,7$, сушей $K = 1,95$ и над СП в целом $K = 2,4$. Особенно резкие колебания параметра K происходят в полярной зоне, где K превышает значение 1,5 в 13 случаях (над океаном и сушей). При этом в 1963, 1980, 2003 гг. $K > 3,0$. Наибольшие значения отмечаются над водной поверхностью. В умеренных широтах $K > 1,5$ зафиксировано в 9 случаях, причем наибольшие значения отмечаются над сушей в 1968 и 1972 гг. ($K = 2,45$). В тропической зоне $K > 1,5$ в 10 случаях, причем выделяется экстремум 1998 г., когда над океаном $K = 3,35$, второе значение по величине отмечено в 1974 г. ($K = 2,23$).

Зная среднее значение параметра аномальности K для каждого из четырех рассмотренных рядов и значения СКО, можно выделить крупные и очень крупные (экстремалии) аномалии.

При этом непревзойденным экстремумом является значение K в 1998 г., зафиксированное над океанической акваторией тропической зоны. Отличается высокой степенью возмущенности полярная зона. Отметим, что индекс Багрова нередко используется для оценки степени аномальности температурных полей. В частности, в работе (Чистякова и др., 1992) за критерий крупной аномальности температурного поля на территории Монголии принято значение $K \geq 1,3$, экстремальной – $K \geq 2,1$. Отмечено, что экстремальная аномальность встречается лишь от 7 % до 13 %.

Поля аномальности приземной температуры воздуха (ПТВ), как указывалось, рассчитывались для всей территории СП, а также отдельно суши и океана. Вычислялась площадь региона (в %), занятая аномалиями разного знака для всего рассматриваемого периода (1948–2005 гг.). Полученные ряды подвергались фильтрации и выделялись низкочастотные компоненты с периодами более 25 лет.

С целью получения однородной сопоставимой картины аномалии нормировались на величину среднего квадратического отклоне-

ния – СКО (σ). Заметим, что величина СКО характеризует межгодовую изменчивость, служит характеристикой неустойчивости и представляет самостоятельный интерес.

Рассмотрим также распределение величины СКО температуры воздуха у поверхности Земли, рассчитанной в узлах регулярной сетки СП для января, июля и в целом за год в период 1948–2005 гг.

Наиболее сложная картина в январе формируется в полярной широтной зоне, где в очаге, расположенном на юго-западе от Гренландии, значения σ достигают 7°C , а на востоке от острова – до 6° . Причем эта арктическая зона протянулась с запада от берегов Гренландии на восток до Северной Земли. Остальные очаги в полярной зоне менее обширные по площади и σ в них изменяется от 2 до 5° .

В умеренной зоне СКО меняется в пределах от 1 до 3° , причем экстремальные значения наблюдаются на западе Северной Америки между 50° и 60° с.ш. в районе Скалистых гор, на восточном побережье Северной Америки, на востоке Евразии. В тропической зоне, в акваториях Атлантического и Тихого океанов, значения σ не столь велики ($1\text{--}2^{\circ}$). Лишь в пустыне Сахара наблюдается небольшой очаг с $\sigma=2^{\circ}\text{C}$.

В июле картина существенно упрощается. Наибольший интерес представляет полярная зона ($60\text{--}90^{\circ}$ с.ш.). Так, интенсивный очаг σ , располагавшийся в январе восточнее Гренландии, в июле уже не прослеживается, здесь $\sigma=0,8^{\circ}$. Наибольшие значения σ отмечаются на границе водной поверхности и суши. Так, вдоль всего Евразийского побережья Арктики устанавливается достаточно узкая полоса повышенных значений σ (перепад от $0,4^{\circ}$ над акваторией Северного Ледовитого океана до 2° над континентом). В западной части Северного полушария в районе Канады картина более сложная, здесь в обширном очаге σ достигает $2,8^{\circ}$. Контрасты в поле σ обостряются при переходе с суши на море.

Естественно, пространственное распределение σ , рассчитанное по среднегодовым значениям температуры, более сглаженное. Выделяются на общем размытом фоне отдельные очаги, где σ достигает $2,2^{\circ}$ (восточнее Гренландии), в районе Канадского архипелага, юго-западнее Гренландии, также $\sigma=2,2^{\circ}$. В умеренных и особенно тропических широтах (особенно на акватории океанов) значения σ невелики ($0,4\text{--}1,2^{\circ}$).

Выделенные очаги σ позволяют охарактеризовать состояние неустойчивости поля температуры во времени за рассматриваемый период.

Среди климатических экстремальных периодов особое место занимают 1997–1998 гг. – период кульминации теплой фазы явления ЭНЮК (Южное колебание – Эль-Ниньо). Это явление было самым сильным за весь период наблюдения, эффект от него приобрел глобальный характер, меняя климатические условия в разных регионах земного шара, поражая одни страшной засухой (Индонезия, Австралия), другие из-за серии тропических циклонов – ливнями и наводнениями (Колумбия, Эквадор, Перу) (Семенов, 2005).

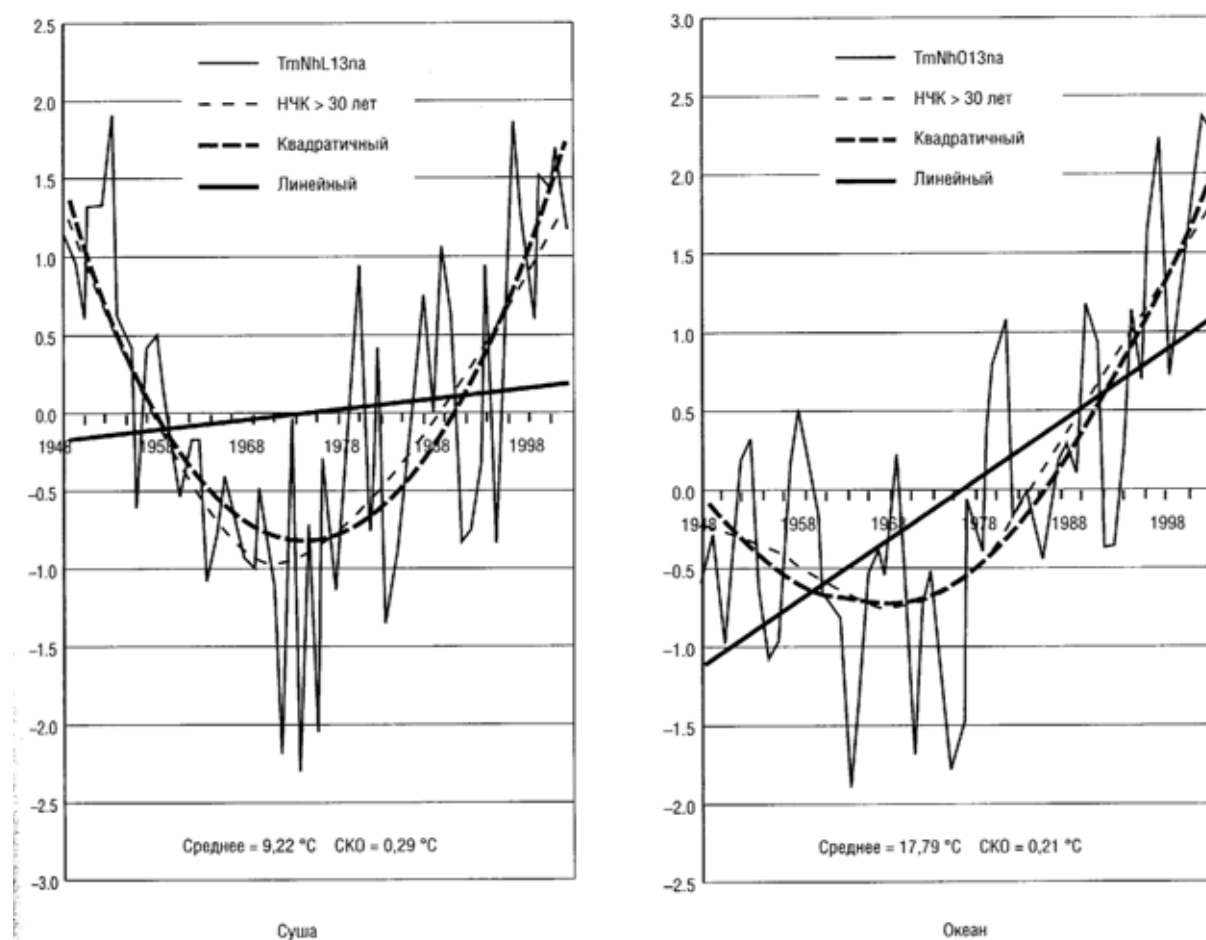


Рис. 4.24. Многолетний ход нормированных аномалий СГТВ над различными типами подстилающей поверхности Северного полушария

На построенных нами графиках временного хода ряда характеристик для СП в целом и его регионов резко выделяются показатели 1998 года, который был самым теплым за последние 146 лет (1860–2005 гг.). В (Григорьев, Кондратьев, 2001) также отмечается, что важный вклад в потепление этого года внесло необычно интенсивное явление Эль-Ниньо, существовавшее в течение первой половины года

и сопровождавшееся беспрецедентным повышением температуры океана в западном и центральном регионах Индийского океана. По сравнению со средним значением приземной температуры воздуха за период 1961–1990 гг., рекомендуемым ВМО в качестве базового для расчета климатической нормы, среднегодовая ПТВ за 1998 г. была на $0,57^{\circ}\text{C}$ выше. Следует отметить также, что во второй половине XX столетия наблюдались относительно частые эпизоды интенсивной теплой фазы явления Эль-Ниньо, но относительно редкие случаи холодной фазы (Ла-Нинья) (Семенов, 2005).

В этот год индекс аномальности Токарева достиг экстремально-го значения 1,9 для всего Северного полушария, значение средней по СП, нормированной аномалии среднегодовой температуры, составило 0,93, площадь с положительной аномалией достигла уровня 78%. В тропической зоне ($0 - 30^{\circ}$ с.ш.) значение нормированной аномалии ПТВ достигло 1,2, индекса Токарева – 2,65, площадь, занятая положительной аномалией температуры, составила 80% от всей территории тропической зоны.

В умеренной зоне ($30-65^{\circ}$ с.ш.) эти показатели, соответственно, равны – 0,68; 1,19 и 78%, в полярной ($65-90^{\circ}$ с.ш.) – 0,55; 1,3; 77%. Полярную зону, как и следовало ожидать, ЭНЮК затронуло в наименьшей степени. Кроме того, в 1998 году резко возросла площадь, занятая очень крупной положительной аномалией температуры (20% от океанической территории всего СП), а на 2 месте располагается 1975 г. с очень крупной, но уже отрицательной аномалией температуры (14%).

Следует заметить, что в 1998 г. площадь океана СП, занятая положительной аномалией температуры, составила 81%, а отрицательной аномалией – лишь 19%; на долю крупных положительных аномалий приходится 48% площади, а на долю крупных отрицательных аномалий – 3–4%. Очень крупная положительная аномалия занимает 20% площади, очень крупной отрицательной аномалии вообще не зафиксировано. Индекс Токарева составил 1,7 над океаном. Таким образом, явление Эль-Ниньо в наибольшей степени проявилось над океаном.

Для поверхности суши: площадь, занятая положительной аномалией в 1998 г, составила 80% (отрицательной – 20%), крупной положительной аномалией – 43% (отрицательной – 2%), очень крупной положительной аномалией – 14% (отрицательной – 0%), индекс Токарева – 1,4.

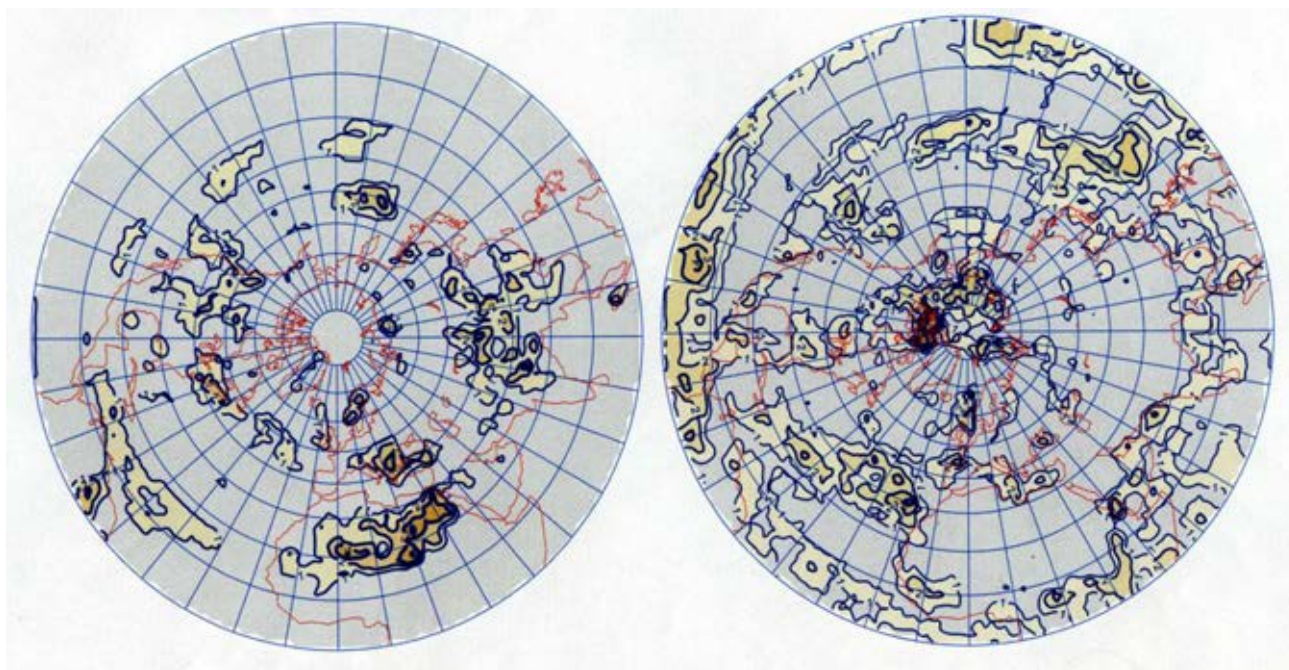


Рис. 4.25. Крупные положительные аномалии СГТВ в 1948–1975 и 1976–2004 гг.

Для всего СП: площадь с положительной аномалией равнялась 75% (отрицательной 25%); крупной положительной – 45% (крупной отрицательной 5%), очень крупной положительной аномалией – 17% (отрицательной 0), индекс Токарева – 1,55.

Рассмотрим временной ход показателей аномальности для территории всего Северного полушария на протяжении всего периода 1948–2005 гг. До 1984 г. площадь, занятая отрицательными аномалиями температуры S_- , преобладала над площадью с положительными аномалиями температуры S_+ . После 1984 г. все наоборот. При этом в 1964, 1972 и 1976 гг. величина S_- достигла своего максимума и оказалась равной 80%, в 2005 г. площадь S_+ достигла отметки в 90% от всей площади СП. Однако, наряду с долговременной тенденцией на увеличение доли S_+ , отчетливо прослеживаемой по низкочастотной компоненте (НК), существует заметная межгодовая изменчивость. Судя по НК, в 2005 г. 70% занимали S_+ и 30% приходится на S_- . Естественно, доля площади, занятой крупными и очень крупными аномалиями, меньше. С 1986 г. площадь с крупными положительными, а с 1989 г. очень крупными положительными аномалиями стала превосходить площади, занятые, соответственно, крупными и очень крупными отрицательными аномалиями ПТВ. Отметим лишь, что в 2005 г. S_+ для крупных аномалий достигла 54%, а S_+ для очень крупных аномалий –

10%. В 1998 г. наблюдается резкий всплеск экстремальной аномалии: $S_+ = 17\%$ (этот пик оказался непревзойденным).

Значения индекса Токарева (по низкочастотной компоненте) до 1987 г. находились в отрицательной области, а с 1987 г. этот индекс быстро пошел вверх и достиг в 2005 г. значения 1,75. На кривой этого индекса выделяется также 1988 г., когда K_T равнялось 1,55.

Анализ вышеперечисленных характеристик для суши и океанической поверхности СП выявил заметные различия. Над океаном переход к доминированию положительных аномалий произошел по сравнению с сушей на несколько лет (~ 5) раньше. Доля площадей, занятых положительными аномалиями разной интенсивности, над океаном более велика, чем над сушей. Резко выделяется 1998 г., когда значение S_+ над океаном для очень крупной аномалии достигло 20% (над сушей 14%). Интегральный индекс Токарева на суше составил в 2005 г. 1,35, а над океаном – 2,0.

Заметим, что в (Бышев, Нейман, Романов, 2005) при анализе трендов температуры выявлен характер разнонаправленных изменений климата на материках и океанах. Наш анализ поведения аномалий температуры различной интенсивности подтверждает различие процессов над океаном и сушей. Более того, наблюдаются процессы разнонаправленного характера не только над акваториями Тихого и Атлантического океанов, но и в отдельных их секторах.

Обращает на себя внимание сходство трендов в январе, построенных для полярных и тропических широт. В (Степанов, 1974) отмечается, что в умеренных широтах преобладает циклоническая деятельность, а в более однородных и стабильных термических полях тропических и полярных областей создаются условия, благоприятные для антициклонических систем.

Действительно, в умеренной зоне тренд криволинейный, а в соседних зонах – практически прямолинейный. Так, по среднегодовым значениям с 1948 по 2005 гг. нормированная аномалия температуры в тропической зоне изменяется от -0,35 до 0,75, индекс Токарева – от -0,4 до 1,3, S_+ – от 32 до 86%. В умеренной зоне от точки перегиба в 1975 г., где S_+ равнялась 35%, в 2005 г. она составила 73%. В полярной зоне S_+ возрастает с 34% в 1970 г. до 90% в 2005 г. (криволинейный тренд почти совпадает с прямолинейным).

В целях получения более полной и взаимосвязанной картины изменчивости метеорологических полей во времени с помощью ежедневных данных NCEP–NCAR реанализа приземной температуры воз-

духа, количества общей облачности и скорости зонального ветра на изобарической поверхности 500 гПа за последние 58 лет (1948–2005 гг.) вычислялись ряды январских, июльских и средних годовых, их нормированных аномалий для территории СП в целом, его широтных зон и трех естественно-синоптических секторов умеренной зоны. С помощью полиномиального (первой и второй степени) тренд-анализа и низкочастотной фильтрации ($\tau \geq 25$ лет) выявлены тенденции в изменениях приземной температуры воздуха, общей облачности и скорости зонального ветра в указанный период, а корреляционный анализ позволил оценить тесноту связи между этими величинами.

Анализ полученных результатов показывает, что перечисленные климатические характеристики ведут себя достаточно независимо. Так, квадратичный тренд для температуры воздуха, осредненной по всему СП, достигает максимума в первой половине 70-х годов, а затем наблюдается восходящая ветвь. Временной ход общей облачности, также осредненной по всему СП, лучше аппроксимируется линейным трендом. Таким образом, рост температуры происходит на фоне уменьшения общего количества облачности (на 3–4%). Коэффициент наклона линейного тренда для зональной скорости ветра в январе близок к нулю, в июле наблюдается небольшое снижение интенсивности зональной циркуляции, линейный тренд годовых значений имеет слабую тенденцию к росту. Подобные тенденции просматриваются и в широтных зонах: полярной, умеренной и тропической.

Ход низкочастотных компонент (НЧК) нормированных аномалий температуры воздуха, количества общей облачности и скорости зонального ветра в средней тропосфере свидетельствует о неоднородном характере крупномасштабных процессов, несовпадении во времени экстремальных значений, что подтверждается также результатами корреляционного анализа. Количество общей облачности повсеместно уменьшается и лишь в последнее десятилетие наблюдается незначительный ее рост. НЧК нормированной аномалии зональной скорости ветра имеет ярко выраженный экстремум, приходящийся на середину 80-х годов XX в. Выявлено существенное различие в поведении трендов исследуемых характеристик в трех широтных зонах, трех секторах умеренной зоны, Атлантическом и Тихом океанах, зимних и летних месяцах. Так, в Атлантике в 1 ЕСР умеренных широт (восточная часть) происходит потепление, а в ее западной части – похолодание, так же как и в западной части Тихого океана, т.е. возникает пространственная неоднородность.

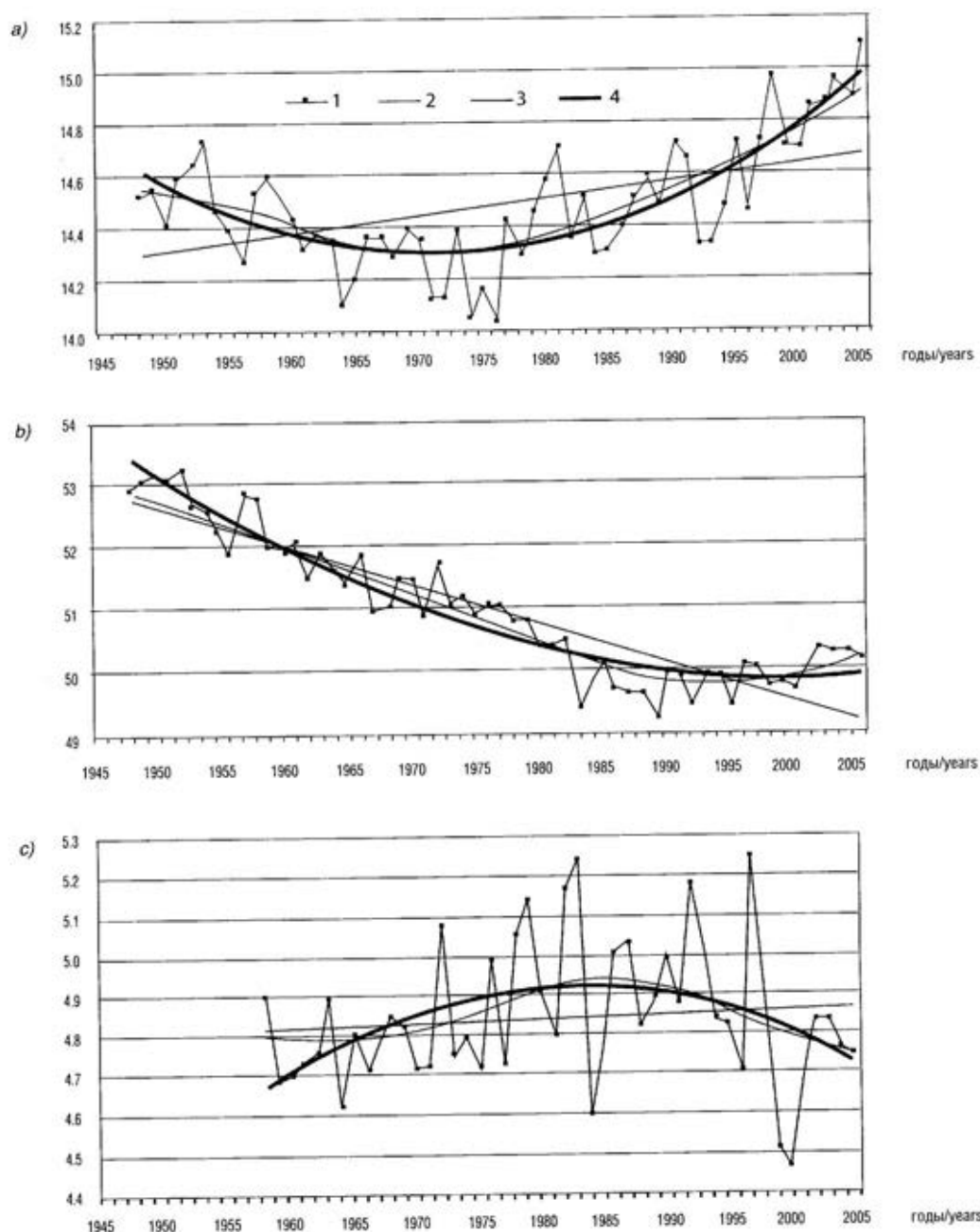


Рис. 4.26. Многолетний ход средних годовых значений температуры воздуха (а), количества общей облачности (б) и зональной составляющей скорости ветра на АТ₅₀₀ (с) Северного полушария: 1 – исходный ряд, 2 – НЧК более 25 лет, 3 – линейный и 4 – квадратичный тренды

Рассмотрим далее особенности проявления климатических изменений на территории Среднего Поволжья, которое является частью обширной Русской равнины. На общем равнинном фоне ее встречаются низменности и возвышенности, долины рек, различные зональные природно-климатические условия и ландшафты, почвы и т.д., что порождает климатические вариации различной интенсивности на фоне неустойчивых циркуляционных процессов.

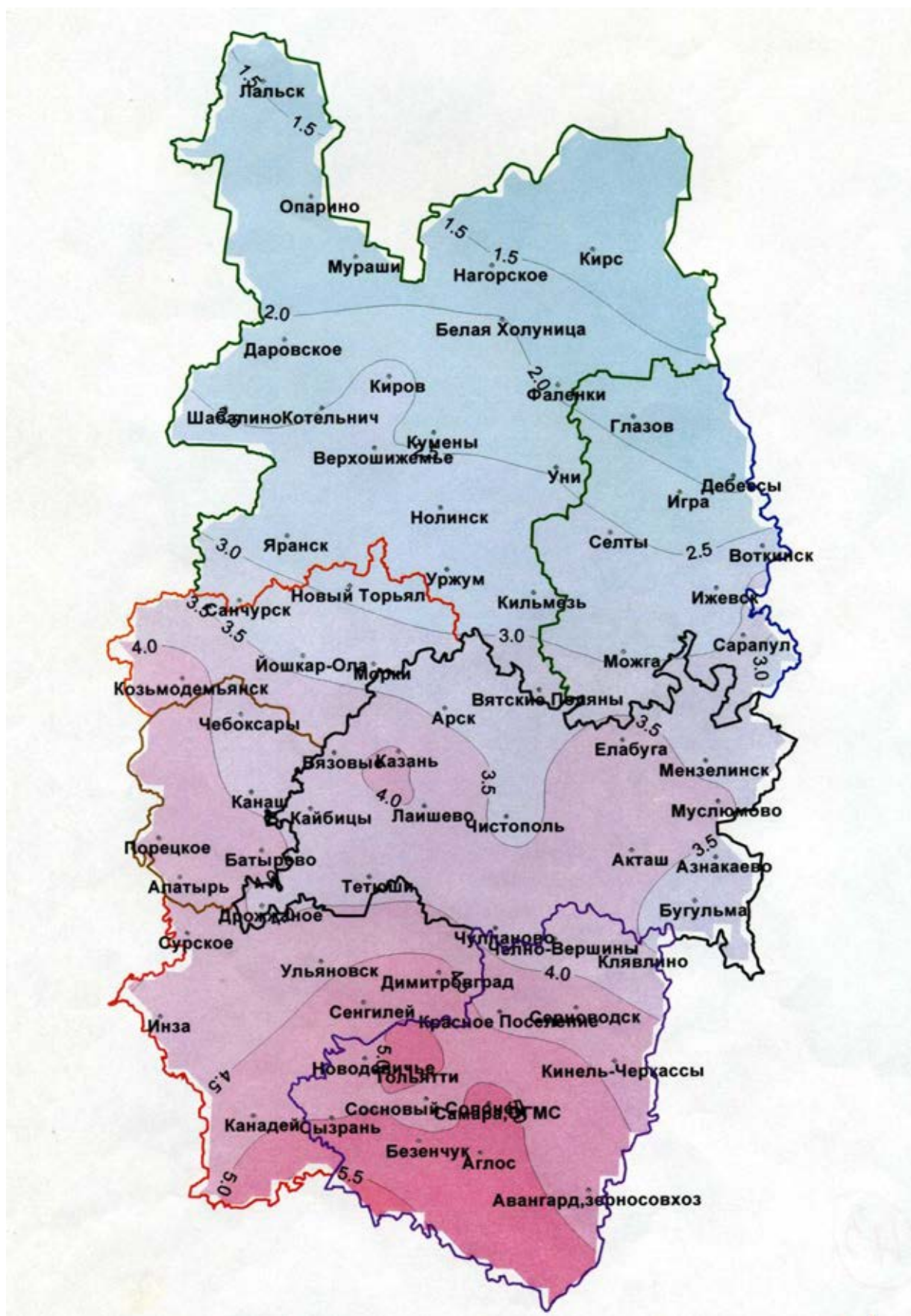


Рис. 4.27. Средняя за период 1966–2004 гг. температура воздуха (°C) на территории Среднего Поволжья. Год



Рис. 4.28. КНЛТ температуры воздуха за период 1955–2004 гг.
(°C/10 лет). Год

Авторами построены карты распределения температуры воздуха и осадков, их средних квадратических отклонений (СКО), коэффициентов наклона линейного тренда (КНЛТ) для годовых и сезонных периодов за 1955–2004 гг.

Распределение среднегодовой температуры в целом имеет зональный характер, она понижается с юга-запада на северо-восток (южнее Сызрани $5,5^{\circ}$, а на севере региона $1,5^{\circ}\text{C}$). Свои коррективы вносят возвышенности, на юге контрасты в температурном поле более ярко выражены, чем на севере. Зимой (январь) изотермы направлены с северо-запада на юго-восток. Перепад температур по меридиану составляет 4°C (от -11° до -15°C). Летом среднеиюльская температура снижается в направлении с юга на север от $21,5^{\circ}$ до $17,5^{\circ}\text{C}$ и изотермы носят более зональный характер ввиду превалирующего значения радиационного фактора.

Для характеристики межгодовой изменчивости температуры используется СКО. Эта величина, рассчитанная по годовым данным, равномерно распределена по территории Среднего Поволжья и не превышает $1,1^{\circ}\text{C}$. Январские значения СКО изменяются от $4,0 - 4,2^{\circ}\text{C}$ на юге территории до $4,4 - 4,6^{\circ}\text{C}$ на севере, что свидетельствует о более неустойчивом характере температурного режима в холодный период. В июле картина более простая, СКО меняются по всей территории в пределах $1,8 - 2,0^{\circ}\text{C}$.

Анализ карт с нанесенными значениями коэффициентов наклона линейного тренда температуры показывает, что приземная температура воздуха в исследуемый 50-летний период, как годовая, так и среднеянварская и среднеиюльская, повсеместно возрастала. Значения КНЛТ годовой температуры меняются в пределах $0,25 - 0,35^{\circ}\text{C}/10$ лет, т.е. по территории Среднего Поволжья практически картина достаточно однородная. Причем очаги максимальных значений ($0,35^{\circ}\text{C}/10$ лет) формируются в районе крупных городов Казань, Киров. Следует отметить, что в среднем по Европейской территории России среднегодовая температура воздуха повысилась за последние 100 лет примерно на 1°C , т.е. темпы потепления в Среднем Поволжье заметно выше. Зимой современное потепление на территории Среднего Поволжья наиболее ярко проявляется в январе, когда значения КНЛТ на значительной территории меняются в пределах $0,70 - 0,75^{\circ}\text{C}/10$ лет и лишь на севере Кировской области и Удмуртии они составляют $0,50 - 0,55^{\circ}\text{C}/10$ лет. В июле наиболее низкие значения КНЛТ наблюдаются на юге Среднего Поволжья ($0,25^{\circ}\text{C}/10$ лет), а в центральной части и на севере КНЛТ достигают $0,35 - 0,40^{\circ}\text{C}/10$ лет.



Рис. 4.29. Среднее за период 1966–2004 гг.
количество осадков (мм). Год

Таким образом, в зимний период потепление более значительно на юге, а летом – на севере рассматриваемой территории.

Важной характеристикой климата являются атмосферные осадки. Осредненные за 50 лет (1955–2004 гг.) по годам и периодам (холодный и теплый) суммы количества осадков распределяются по территории Среднего Поволжья следующим образом. Годовые суммы осадков возрастают с юга на север от 450 мм (юго-восток) до 650 мм (северная часть). Величина среднего квадратического отклонения меняется в пределах 80–100 мм, причем минимальные значения отмечаются на северо-востоке региона, что свидетельствует о более устойчивом режиме осадков. В холодный период распределение осадков достаточно неоднородное, на крайнем юго-востоке выпадает меньше всего – 140 мм, а на северо-западе и севере территории – 200 мм. Максимум отмечается в окрестностях Кирова (220 мм). Величина СКО сумм осадков для холодного периода колеблется в пределах 35–50 мм, что значительно меньше, чем в теплый период.

В теплый период распределение осадков имеет примерно зональный характер: с 440 мм на севере количество осадков уменьшается до 260 мм на юго-востоке. В то же время отмечаются локальные максимумы, например, в районе Бугульма 380 мм, где сказывается влияние Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Значения СКО осадков также заметно выше в теплый период и меняются от 75 до 90 мм.

Годовое количество осадков в Среднем Поволжье имеет слабую тенденцию к временному росту на большей части ее территории. Особенно это заметно в ее южной части, где КНЛТ достигает величины 5 мм/10 лет, на северо-востоке также сформировался очаг повышенных значений КНЛТ той же величины. В наименьшей степени это повышение коснулось центральной части региона и особенно его западных территорий. Прирост осадков происходит преимущественно за счет теплого периода. Так, в районе Димитровграда значение КНЛТ достигло 15 мм/10 лет, равно как и на территории Удмуртии (до 15 мм/10 лет в районе Ижевска). В холодный период значения КНЛТ значительно меньше и лишь на крайнем северо-востоке территории достигают 10 мм/10 лет. Более того, в полосе от Алатыря (запад) до Ижевска (восток) КНЛТ принимают отрицательные значения, что свидетельствует о тенденции снижения атмосферных осадков в холодный период в средней части Среднего Поволжья, захватывающей территорию Чувашии, Татарстана и Удмуртии.



Рис. 4.30. КНЛТ количества осадков (мм/10 лет)
за период 1955–2004 гг. Год

Для лучшего понимания физических причин формирования пространственно-временных неоднородностей распределения сумм осадков за последние 50 лет рассмотрим временной ход низкочастотной компоненты (НК) сумм осадков (рис. 4.31), включающей колебания с периодом более 20 лет. Как видно из рис. 4.31, кривые НК имеют волновой (циклический) характер, особенно в теплый период. В целом осадки теплого периода растут со временем и имеют зональный характер (убывают с юга на север), однако в холодный период, начиная с 1983 г., осадков в южной части СП стало выпадать больше, чем в центральной, что можно объяснить только перестройкой атмосферной циркуляции.

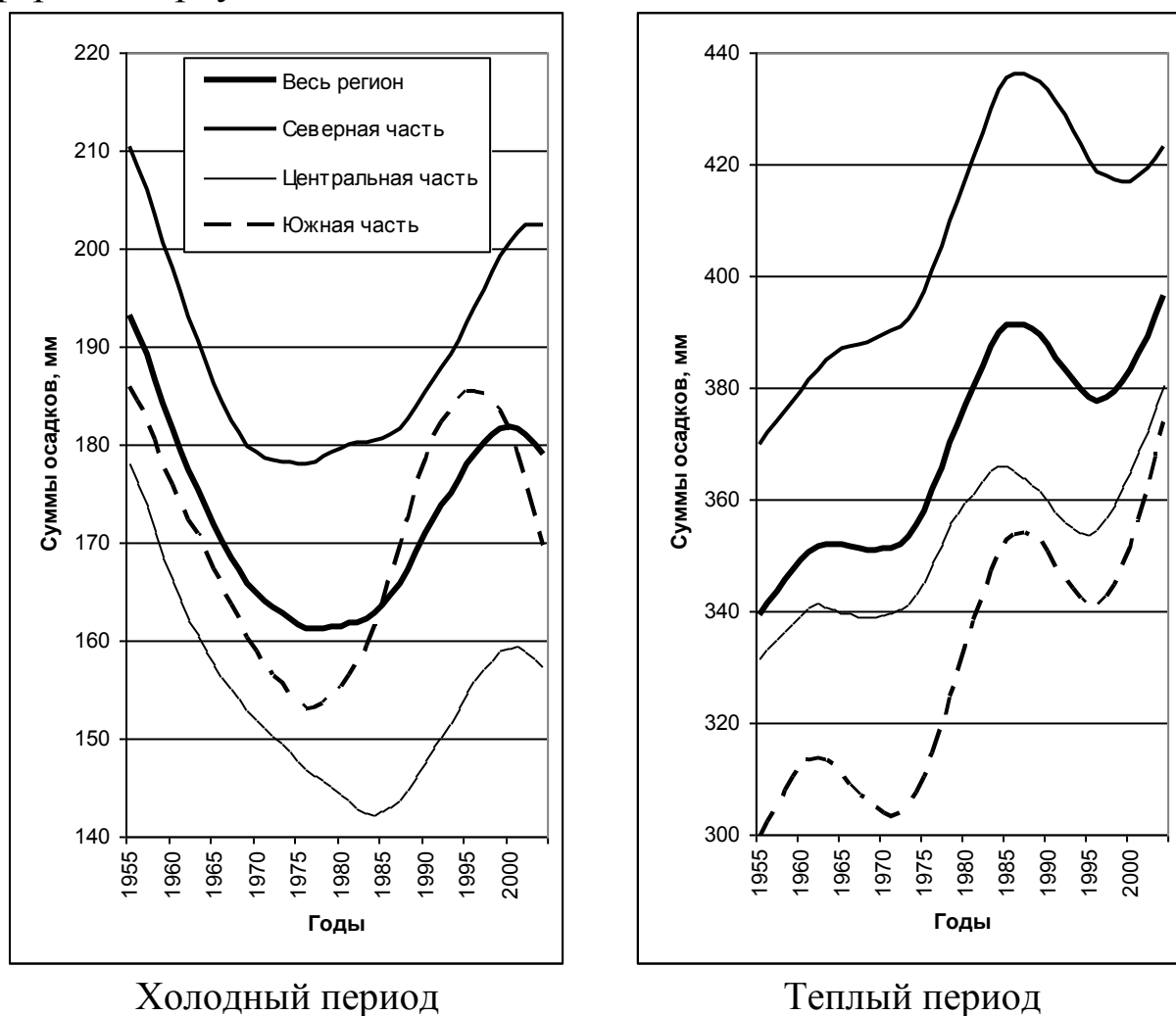


Рис. 4.31. Динамика низкочастотной компоненты сумм осадков с периодом более 20 лет за холодный и теплый периоды

Кроме того, временной ход осадков (1955–2004 гг.) в холодный период на территории региона более сложен, чем в теплый. В частности, выделяется минимум 70–80-х годов XX века.

В холодный период зафиксирована также наибольшая скорость потепления в южной части Среднего Поволжья.

Учитывая то обстоятельство, что вариации синоптических процессов способны вызвать вариации климатических характеристик, нами был выполнен комплексный анализ полей атмосферного давления, облачности, зональной и меридиональной скорости ветра в средней тропосфере на территории региона для холодного периода 1955–2004 гг. Выявилось, что юг СП более часто находился под влиянием циклонов юго-западного направления, чем его центральная часть с более повышенным фоном давления. Это привело к более интенсивному росту температуры воздуха и количества выпадающих атмосферных осадков в этой части региона.

Естественно, за последние десятилетия изменения произошли не только в тепловом и влажностном режиме на территории Среднего Поволжья, но и заметно трансформировались многие погодно-метеорологические показатели, что отразилось на характере многих явлений, поведении флоры и фауны.

4.7. Многолетние колебания гидрометеорологического режима Волжского бассейна

Интенсивное повышение уровня Каспийского моря (КМ) на 2,5 м за период 1977–1995 гг., относящееся к разряду природных катастроф, привлекло внимание многих специалистов. При этом большинство географов, гидрологов и климатологов склонны считать, что основные черты современных колебаний уровня Каспия можно объяснить с позиций водно-балансового подхода, поскольку сток Волги определяет почти 80% приходной части водного баланса моря (Михайлов, Повалишникова, 1998). Речной сток, в свою очередь, является интегральной характеристикой, отражающей результат взаимодействия в пределах Волжского бассейна (ВБ) многих естественных и антропогенных факторов. Согласно (Арпе, Бенгтссон, Голицин и др., 1999), в период резкого спада уровня Каспия в 1930-е годы и его дальнейшего падения по 1977 г. до минимального за последние 300 лет уровня (-29 м) был понижен речной сток и повышено испарение с поверхности моря, в последующие же годы сток Волги повысился, а испарение понизилось, что связано с ослаблением скорости ветра над большей частью бассейна Каспия да и Европейской территории России (ЕТР) в целом. В ряде работ (Бабкин, 1995; Мещерская, 1994 и др.) изучались влияния направления переноса и ин-

тенсивности циркуляции атмосферы, активности циклогенеза и влаго-содержания воздуха на осадки и сток рек ЕТР. По данным (Коронкевич и др., 1998), сток Волги за 1978–1995 гг. оказался на 12% выше, чем за 1881–1977 гг.

Проведенные в рамках программы АМІР (Мелешко и др., 1998) сравнения годового хода общей облачности, осадков, массы снега и испарения с данными наблюдений на водосборе Волги и Урала и акватории КМ показали, что определяющую роль в межгодовых колебаниях уровня моря играют изменения осадков на водосборе. По мнению Дроздова (1986), изменения уровня Каспия определяются не просто аномалиями осадков, а аномалиями увлажнения в целом и накопления снежного покрова зимой; наступившая же в конце 1970-х годов трансгрессия Каспия имеет связь с похолоданием Арктики и будет, по-видимому, непродолжительной, а в начале ХХІ в. сменится регрессией. В 1996–1997 гг. уровень Каспийского моря понизился на 35 см. Согласно ОД (2008), с 2002 г. наблюдалось повышение уровня Каспия от отметки –27,1 м в среднем на $7,5 \pm 1,3$ см/год. По прогнозам, в ближайшее десятилетие существенного повышения уровня Каспия не ожидается – он не превзойдет – 26 м.

В данной работе исследуются структура и динамика основных показателей гидрометеорологического режима путем комплексного анализа временных колебаний атмосферных и гидрологических величин в бассейне Волги во взаимосвязи между собой и с изменениями уровня КМ. Для этого статистической обработке (корреляционный, спектральный, тренд-анализ) были подвергнуты однородные многолетние ряды сумм средних областных осадков на территории ВБ за холодный (ноябрь – март) и теплый (апрель – октябрь) периоды 1891–1972 гг., ежегодные данные о температуре и осадках, осредненных по всему ВБ, стоку Волги за 1891–1993 гг., а также сведения о колебаниях уровня КМ с 1890 по 1993 гг. Циркуляционные процессы характеризовались тремя формами циркуляции атмосферы Вангенгейма-Гирса за 1900–1997 гг.

Проведенный авторами (Переведенцев, Верещагин, Наумов, Шанталинский, 2001) анализ показал, что между соседними областями на территории ВБ в поле осадков проявляется достаточно тесная корреляционная связь ($r \sim 0,7\text{--}0,8$ при $r_{0,95} = 0,22$), что свидетельствует об общности осадкоформирующих факторов в регионе. В холодный период изокоррелянты имеют форму эллипса с главной осью, направленной с юго-запада на северо-восток при радиусе кор-

реляции $R_{0,50} \sim 750\text{--}500$ км. В теплый же период их форма ближе к окружности при $R_{0,50} \sim 500\text{--}400$ км, то есть пространственная структура поля осадков определяется преимущественно свойствами крупномасштабной атмосферной циркуляции.

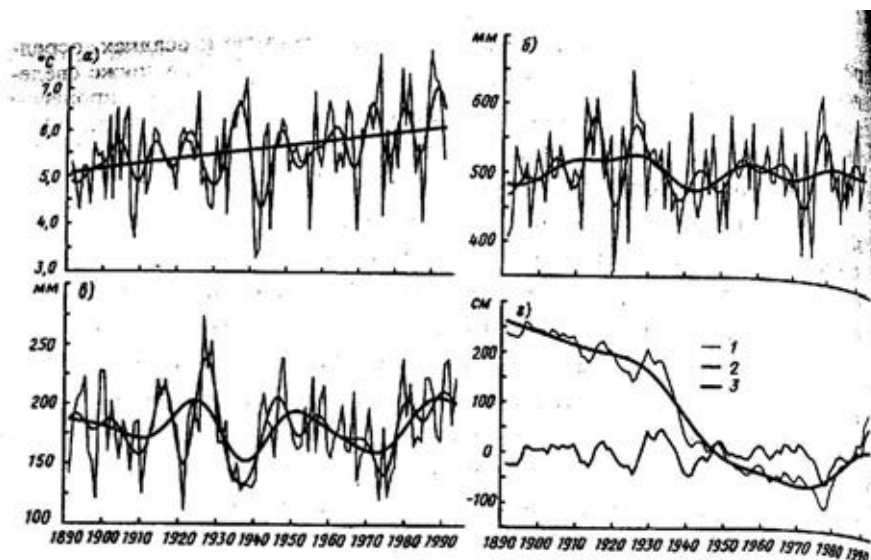


Рис. 4.32. Межгодовые колебания температуры воздуха (*а*), количества осадков (*б*) и стока р. Волга (*в*), осредненных по площади ее бассейна, а также аномалий уровня Каспийского моря (*г*): 1) исходный ряд; 2) на рисунках *а – в* – низкочастотные колебания с периодами > 8 лет; на рисунке *г* – колебания с периодами < 30 лет; 3) на рисунке *а* – тренд; на *б* и *в* – низкочастотные колебания с периодами > 20 лет; на *г* – колебания с периодами > 30 лет

На рис. 4.32 показаны кривые многолетних колебаний различных гидрометеорологических величин, осредненных для ВБ и уровня КМ, построенные по фактическим и сглаженным фильтрам Поттера данным за период 1891–1993 гг. При этом годовой сток Волги приводится в мм слоя воды, рассчитанного для площади всего ее бассейна.

Тренд-анализ позволил получить достоверное уравнение линейного тренда лишь для среднегодовой температуры воздуха, имеющее следующий вид:

$$t(\tau) = 0,0097 \tau + 5,07. \quad (4.29)$$

Угловой коэффициент уравнения определен с доверительной вероятностью $p = 0,99$, коэффициент детерминации R^2 составляет 8%. В рядах годового количества осадков и стока значимых линейных трендов не обнаружено. Следовательно, глобальное потепление климата, по-

лучившее заметный отклик на обширной территории ВБ за последнее столетие, пока не привело к ее заметной аридизации. В то же время в колебаниях уровня КМ до 1977 года отмечался тренд спада.

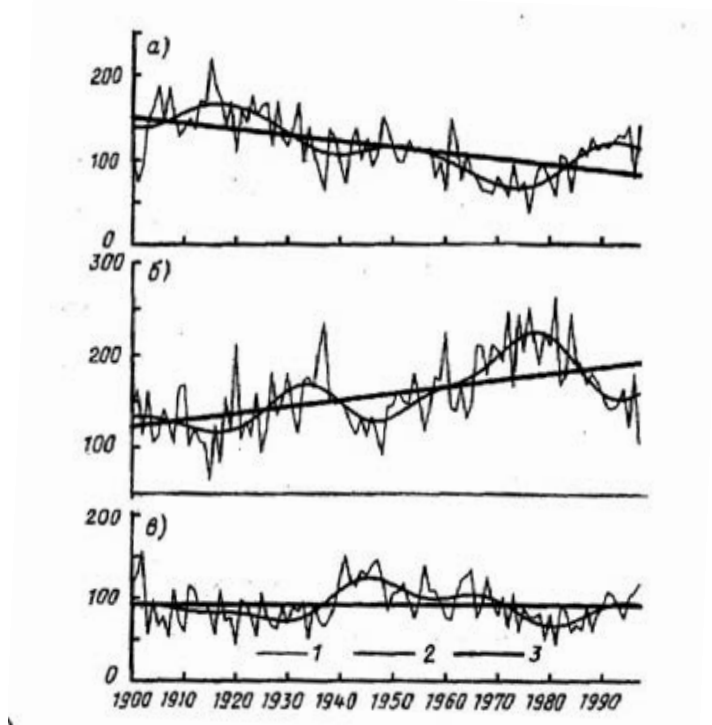


Рис. 4.33. Многолетние колебания числа дней в году с формами атмосферной циркуляции Вангенгейма – Гирса W (а), E (б) и C (в):
1) исходный ряд; 2) низкочастотные колебания с периодами > 20 лет; 3) линейный тренд

При анализе циркуляционных условий по классификации Вангенгейма-Гирса отмечены следующие особенности в поведении трех форм циркуляции за период 1900–1997 гг. (рис. 4.33): восточная форма циркуляции E имела тренд роста, западная W в этот период ослабевала, меридиональная форма C оставалась практически на одном и том же уровне. Уравнения линейных трендов для форм E и W таковы:

$$E(\tau) = 0,7098 \tau + 122,2 \quad (4.30)$$

при $p = 0,99$ и $R^2 = 23 \%$;

$$W(\tau) = -0,6990 \tau + 150,7 \quad (4.31)$$

при $p = 0,99$ и $R^2 = 23 \%$.

Вместе с тем, необходимо указать и на сезонные различия в поведении характеристик циркуляции. Так, тренд многолетнего хода повторяемости формы W в теплый период имеет большую скорость падения,

чем в холодный. Тренд формы *C* имеет слабую тенденцию к подъему в холодный и к снижению в теплый периоды. Для формы *E* в теплый период тенденция к росту более выражена, чем в холодный.

В поведении же низкочастотных компонент (> 20 лет) рассматриваемых рядов к 80-м годам XX в. наметился перелом в сторону усиления форм *W* и *C* и ослабления формы *E*, которые и оказали влияние на рост количества осадков ВБ, стока Волги и уровня КМ в период 1977–1995 гг. Затем характер их колебаний начал меняться на противоположный, что, вероятно, и вызвало новое понижение уровня КМ, наметившееся в 1996–1997 гг.

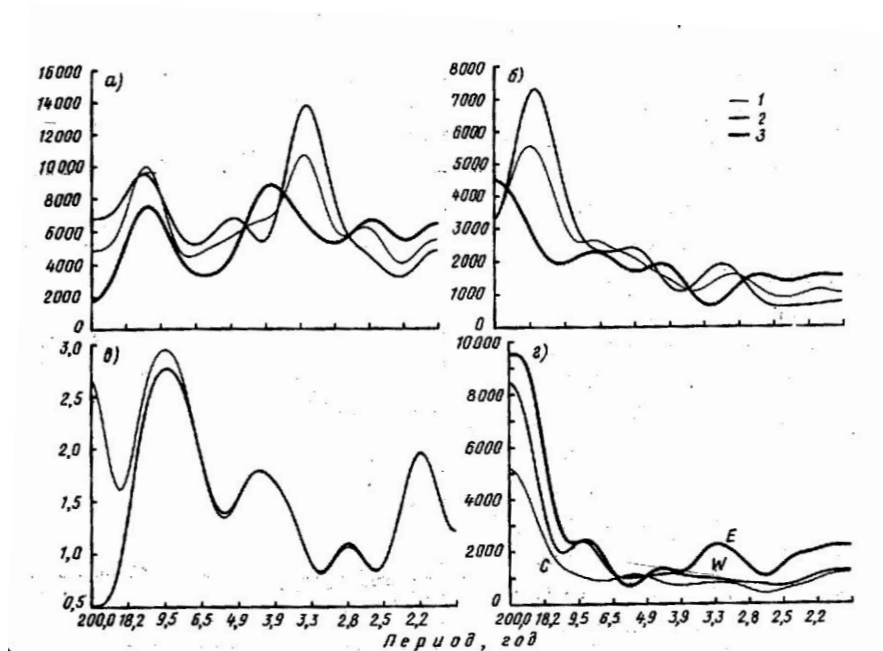


Рис. 4.34. Спектры межгодовых колебаний количества осадков (*а*) и стока р. Волга (*б*) в 1891–1993 гг. (1), 1891–1950 гг. (2), 1951–1993 гг. (3), а также температуры воздуха (*в*) и форм циркуляции Вангенгейма – Гирса (*г*).

На рисунке *в* тонкая линия – исходный ряд,
жирная – ряд с удаленным трендом,
г – ряды с удаленными трендами

Спектральный анализ годовых осадков, стока и температуры воздуха, осредненных по площади всего бассейна, позволил выявить ряд следующих закономерностей (рис. 4.34). Для осадков выделяется цикл продолжительностью 3–4 года, который особенно хорошо выражен в период 1891–1950 гг. Слабее проявляется 13-летний цикл. Для стока Волги выделяется цикл продолжительностью около 17 лет, который был обнаружен и в колебаниях уровня Каспийского моря (Лаппо, Рева, 1997). В колебаниях годовой температуры хорошо выражены цик-

лы продолжительностью около 2 и 10 лет. Доверительная вероятность определения указанных выше циклов составляет около 80%.

Спектральный анализ годового числа дней с формами циркуляции атмосферы позволил выявить циклы продолжительностью около 3 лет для формы E и 9 лет – для форм E и W , однако доверительная вероятность их определения составляет менее 80 %.

В табл. 4.14 представлены статистические характеристики годовых осадков и стока, осредненных по Волжскому бассейну для всего периода 1891–1993 гг. и для его частей с естественным и зарегулированным стоком, а в табл. 4.15 приведены коэффициенты корреляции, характеризующие связи между осадками и стоком, стоком и уровнем Каспия. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что максимальные значения коэффициентов корреляции отмечаются при сдвиге во времени (т.е. при запаздывании реакции одного компонента на воздействие другого). Видно, что наиболее тесные связи между осадками и стоком реализуются со сдвигом на 1 год. Связь между стоком и уровнем Каспия значимая, но сдвиг доходит до 2–4 лет. При этом длина ряда заметно не влияет на значение r . Интересно и то, что при естественном (1891–1950 гг.) и "антропогенном" (1951–1993 гг.) стоке Волги значения r одинаковы, но сдвиг в последнем случае, когда сток стал зарегулированным, уменьшился с 4 до 2 лет.

Т а б л и ц а 4.14

Статистические характеристики годовых осадков
и стока бассейна реки Волга

Величины	Период	Среднее	C_v	A	E	Макс. значения	Год	Мин. значения	Год
Осадки (мм)	1891–1993	506.2	11	-0,06	-0,13	650	1925	358	1920
	1891–1950	502.4	11	0,02	-0,17	650	1925	358	1920
	1951–1993	511,4	10	-0,15	0,13	628	1978	388	1972
Сток (мм)	1891–1993	181,3	18	0,21	-0,35	274,2	1926	111,5	1921
	1891–1950	180,8	19	0,25	-0,15	274,2	1926	111,5	1921
	1951–1993	182,0	17	0,17	-0,78	239,4	1979	120,8	1973

П р и м е ч а н и е: C_v , A и E – коэффициенты вариации, асимметрии и эксцесса, соответственно.

С целью более детального изучения степени взаимосвязи между осадками и стоком с помощью цифрового фильтра Поттера из исход-

ных рядов осадков и стока были выделены низкочастотные компоненты (НЧК) с периодами более 8 и 20 лет. Оказалось, если визуальный и взаимный корреляционный анализы показывают, что в исходных рядах экстремумы осадков на 1 год опережают соответствующие экстремумы стока, то НЧК с периодом более 8 лет дают максимум корреляции $\sim 0,7$ при сдвиге на 1,5 года. Однако в рядах НЧК с периодом более 20 лет наблюдается обратная связь: колебания стока упреждают колебания осадков на 2,5 года (максимум ВКФ $\sim 0,5$), физическое объяснение чему, вероятно, можно получить лишь с позиций рассмотрения автоколебательных циклов в системе водозапас ВБ – сток Волги. Фазовый спектр подтверждает тот факт, что в области высокочастотных колебаний осадки упреждают сток, а в области низкочастотных – картина противоположная ($p = 0,95$).

Т а б л и ц а 4.15

Корреляционные связи между годовыми осадками, стоком бассейна Волги и уровнем Каспийского моря

Величины	Период	r	Сдвиг, годы	$r_{0,95}$
Осадки, сток	1891–1993	0,49	1	0,19
	1891–1950	0,49	1	0,28
	1951–1993	0,51	1	0,28
Сток – уровень КМ (НЧК исключены)	1891–1993	0,43	2;3	0,29
	1891–1950	0,48	4	0,45
	1951–1993	0,49	2	0,38

П р и м е ч а н и е: значения доверительных границ вычислялись исходя из гипотезы о том, что коррелируемые ряды независимы и значения их автокорреляционных функций равны нулю для сдвигов более 10.

В табл. 4.16 приводятся значения параметров линейной связи форм циркуляции с осадками и стоком по исходным рядам и с исключением трендов.

Как и следовало ожидать, более тесные корреляционные связи повторяемости форм циркуляции с осадками наблюдаются без сдвига во времени, тогда как со стоком они реализуются при сдвиге на 1 год. При этом связи с формой W являются прямыми, с формой E – обратными и более значимыми в период 1891–1950 гг. В 1951–1993 гг. связи со стоком лучше выражены для формы W . Связи с формой C , в основном, незначимы.

Для оценки устойчивости природных процессов анализировались межгодовые разности (в том числе их модули) величин, характеризующих уровень КМ, стока Волги, осадков и температуры ВБ, т.е. рассматривались разности $K_i = f_{i+1} - f_i$, $d_i = |K_i|$, где i – номер года, f – любая характеристика.

Т а б л и ц а 4.16

Корреляционные связи между годовым числом дней с формами циркуляции, годовыми осадками, стоком бассейна Волги

Формы, величины	Период	r	R (тренды исключены)	Сдвиг, годы	$r_{0,95}$
Форма E – осадки	1900–1993	-0,21	-0,27	0	0,20
	1900–1950	-0,37	-0,31	0	0,28
	1951–1993	-0,18	-0,33	0	0,30
Форма E – сток	1900–1993	-0,31	-0,44	1	0,20
	1900–1950	-0,52	-0,52	1	0,28
	1951–1993	-0,27	-0,36	1	0,30
Форма W – осадки	1900–1993	0,15	0,20	0	0,20
	1900–1950	0,25	0,21	0	0,28
	1951–1993	0,17	0,20	0	0,30
Форма W – сток	1900–1993	0,21	0,33	1	0,20
	1900–1950	0,25	0,28	1	0,28
	1951–1993	0,36	0,44	1	0,30
Форма C – осадки	1900–1993	0,13	0,13	0	0,20
	1900–1950	0,15	0,19	0	0,28
	1951–1993	0,11	-0,12	0	0,30
Форма C – сток	1900–1993	0,20	0,20	1	0,20
	1900–1950	0,32	0,32	1	0,28
	1951–1993	0,03	-0,28	1	0,30

Анализ многолетнего хода разностей показывает, что уровень КМ ведет себя наиболее неустойчиво, начиная с 1977 г., сток Волги с 50-х годов, наоборот, так же, как и осадки, стал более устойчивым (колебания разностей уменьшились). Если устойчивость стока Волги можно объяснить его зарегулированностью, то интерпретировать природу перехода режима осадков в более устойчивое положение сложнее. То же самое относится и к термическому режиму всего бассейна. Спектральный анализ сформированных многолетних рядов величин K позволил выявить 2–4-летние колебания значений изменчивости осадков ВБ и стока Волги, амплитуда которых несколько

уменьшилась с 50-х годов; в колебаниях же d обнаруживаются периоды продолжительностью 4–6 лет и около 20 лет ($p < 0,80$).

Таким образом, анализ многолетних колебаний годовых осадков, стока и температуры воздуха Волжского бассейна, уровня Каспийского моря и форм атмосферной циркуляции позволил получить следующие основные результаты:

- оценены линейные тренды роста средней годовой температуры ВБ и формы циркуляции E , спада – W ; значимых трендов в рядах осадков, стока и формы C не обнаружено;

- выявлена и оценена квазицикличность в колебаниях годовых осадков, составляющая 3–4 года и 13 лет, стока Волги – около 17 лет, температуры воздуха – 2 и 10 лет, форм циркуляции E – 3 и 9, W – 9 лет;

- значимая корреляционная связь между осадками и стоком достигается при сдвиге на 1 год, между стоком Волги и уровнем КМ – на 2 года;

- корреляционные связи осадков и стока с формами циркуляции E и W оказались более значимыми, чем с формой C .

Контрольные вопросы к главе 4

1. Что такое климат?
2. Какие существуют определения понятия климат?
3. Назовите наиболее известные колебания климатических характеристик.
4. Основные компоненты биосистем, за которыми ведутся постоянные наблюдения.
5. Компоненты климатической системы и их свойства.
6. Приведите примеры обратных связей, действующих в земной климатической системе.
7. Почему климат земли изменяется? Назовите основные факторы, способствующие этим изменениям.
8. Дать анализ основных уравнений компонент климатической системы.
9. Особенности современного глобального потепления климата.
10. Как изменяется климат Атлантико-Европейского региона в последние десятилетия?
11. Как влияют изменения климата на сток рек (на примере Волги) ?

Глава V. МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И ОКЕАНА

Предисловие

Гидродинамические модели общей циркуляции атмосферы и океана широко используются в настоящее время как для осуществления оперативных прогнозов погоды на различные сроки, так и для исследований климата и его естественных и антропогенных изменений. Особую роль приобретают численные методы моделирования атмосферных процессов в связи с постоянно усиливающимся воздействием хозяйственной деятельности человека на окружающую среду и необходимостью предвидеть возможные неблагоприятные последствия такого рода воздействий.

В России в этом направлении наиболее активно работают коллективы ИВМ РАН и ГГО им. А.И. Воейкова. Так, разработчики математической теории климата (Дымников, Лыкосов, Володин, 2006) отмечают, что это направление включает:

1. Математическую теорию климата: а) создание теории устойчивости аттракторов климатических моделей; б) исследование структуры аттракторов климатических моделей; в) развитие теории чувствительности климатических моделей (теоремы о линейном приближении для различных моментов, численное исследование линейной теории отклика на малые возмущения, оптимальные возмущения, алгоритмы построения оператора отклика); г) теорию управления диссипативными системами (управление климатом).

2. Климатические модели: а) развитие параметризации физических процессов (стохастические параметризации); б) совершенствование совместных моделей атмосферы и океана; в) разработку региональных моделей климата и методов оценки последствий изменений для природной среды; г) создание моделей средней и верхней атмосферы для решения задач, связанных с «космической погодой».

3. Численные методы и параллельные вычисления: а) разработку теории аппроксимации уравнений гидротермодинамики на аттракторах (аппроксимация аттрактора как множества и аппроксимация меры на нем); б) аппроксимацию динамики климатической системы на аттракторах; в) разработку схем с заданной группой симметрий; г) построение и использование пространственно-временных адаптивных сеток;

д) разработку вычислительных технологий, ориентированных на массивно-параллельные вычислительные системы.

Современная модель климата включает в себя совместную модель общей циркуляции атмосферы и океана. Она предназначена для воспроизводства современного климата и его прогнозирования в будущем, поэтому должна правильно описывать отклик на малые внешние воздействия.

В основу построения современных моделей климата положен ряд принципов. Принимается, что локально справедливы уравнения классической равновесной термодинамики, а для описания динамики атмосферы и океана справедливы уравнения Навье-Стокса для сжимаемой жидкости. На практике в современных моделях используются замкнутые уравнения Рейнольдса, полученные при осреднении уравнений Навье-Стокса. Процедура замыкания предполагает, что эффекты процессов подсеточных масштабов (масштабов меньших, чем масштаб осреднения) могут быть выражены через характеристики процессов крупных масштабов. К этим процессам относятся: 1) перенос излучения (коротковолновой и длинноволновой радиации), 2) фазовые переходы влаги и процесс локального осадкообразования, 3) конвекция, 4) пограничные и внутренние турбулентные слои, 5) мелкомасштабная орография, 6) волновое сопротивление (взаимодействие мелкомасштабных гравитационных волн с основным потоком), 7) мелкомасштабная диссипация и диффузия, 8) мелкомасштабные процессы в деятельном слое суши.

Описание крупномасштабных атмосферных и океанических движений производится в приближении гидростатики: вертикальный градиент давления уравнивается силой тяжести. Использование такого приближения требует упрощений (постоянный радиус Земли, пренебрежение составляющими силами Кориолиса с вертикальной компонентой скорости) с тем, чтобы в системе уравнений при отсутствии внешних источников энергии и диссипации выполнялся закон сохранения энергии (Дымников, Лыкосов, Володин, 2006).

В (ОД, 2008) представлен обстоятельный анализ современных климатических моделей, проведена их классификация по степени их сложности и возможностям и рассмотрена чувствительность климата к различным внешним воздействиям. Согласно авторам этого обзорного раздела ОД (В.М. Катцов, В.П. Мелешко), во всем многообразии климатических моделей, используемых сегодня в исследованиях изменений климата, можно выделить следующие четыре класса (в по-

рядке возрастания сложности): 1) простые климатические модели (двумерные, одномерные или даже нульмерные); 2) модели промежуточной сложности (МПС); 3) модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) с упрощенными описаниями верхнего перемешанного слоя океана и морского льда (ВПСО/МЛ); 4) сложные трехмерные модели совместной циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), занимающие высшую ступень в иерархии климатических моделей.

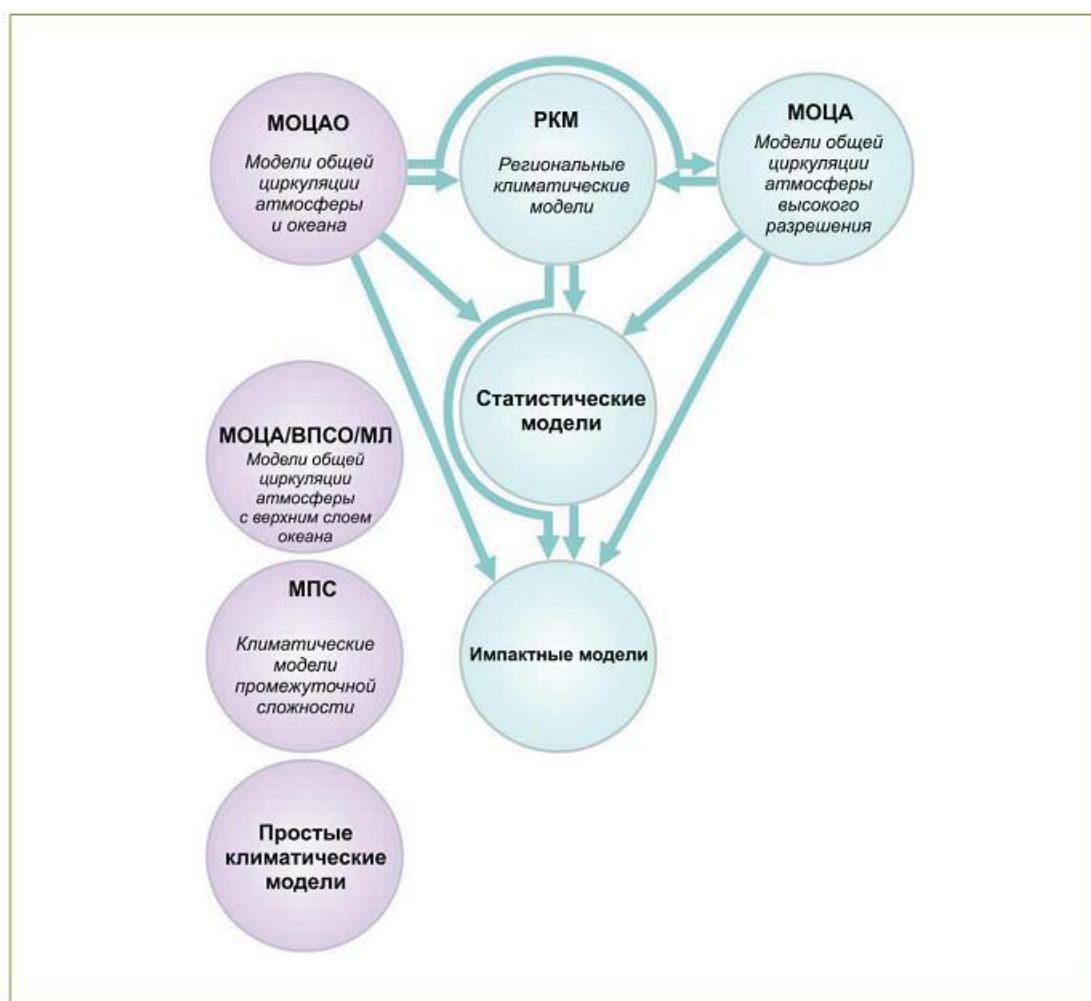


Рис. 5.1. Иерархия современных климатических моделей (Катцов, Мелешко, 2004)

Простые модели, параметры которых подбираются в соответствии с расчетами климатических изменений с помощью МОЦАО, сложных ледниковых моделей и т.п., могут быть использованы для оценки влияния на климат сокращения выбросов ПГ в атмосферу, либо как компоненты так называемых моделей совокупной оценки (например, для анализа стоимости таких сокращений). МПС (Мохов и др., 2002, 2005) не столько уступают МОЦАО в количестве описываемых процессов, сколько в детальности, сложности этих описаний,

причем, в отличие от простых моделей, число степеней свободы МПС превышает число настраиваемых параметров на несколько порядков. МПС, так же как и МОЦА/ВПСО/МЛ, полезны в исследованиях отдельных физических процессов, их взаимодействиях и обратных связях между ними, а также применяются в исследованиях палеоклимата. Основным преимуществом моделей, находящихся на более низких ступенях иерархии, является их вычислительная эффективность. Высокая вычислительная эффективность позволяет проводить с простыми моделями и МПС массовые ансамблевые расчеты, а также интегрировать их на сравнительно долгие (тысячи лет) сроки. Продолжительность экспериментов с МОЦА/ВПСО/МЛ в исследованиях равновесных состояний климатической системы обычно не превышает нескольких десятилетий модельного времени, что позволяет проводить многочисленные расчеты, изменяя параметры модели в широком диапазоне. Использование простых моделей, МПС и МОЦА/ВПСО/МЛ в исследованиях возможных в будущем изменений климата носит вспомогательный характер.

Что касается МОЦАО, то в течение последних лет их развитие отмечено значительным прогрессом, обусловленным как достижениями в исследованиях собственно климатической системы, так и увеличением вычислительных ресурсов, обеспечивающим все большую детализацию и полноту модельных описаний климатически значимых процессов. Современные МОЦАО включают в качестве основных компонентов интерактивные (взаимодействующие друг с другом) модели атмосферы, океана, деятельного слоя суши, криосферы и биосферы. Поскольку, несмотря на непрерывное увеличение пространственного разрешения МОЦАО, для многих климатически значимых процессов оно недостаточно, такие процессы представлены в моделях с помощью параметризаций, основанных на физических соотношениях между климатическими характеристиками разных пространственных масштабов. Современный уровень развития компьютерной техники позволяет проводить интегрирование МОЦАО на многие сотни лет.

Оценка возможных изменений климата для пространственных масштабов меньше субконтинентальных, требует различных способов пространственной детализации результатов расчетов с помощью МОЦАО. В настоящее время с этой целью используются: 1) МОЦА высокого или переменного разрешения; 2) региональные климатические модели (РКМ), встроенные («телескопированные») в МОЦАО (МОЦА) сравнительно грубого разрешения; 3) методы так называемо-

го статистического даунскейлинга. Каждая из перечисленных категорий характеризуется набором достоинств и недостатков. Выбор того или иного способа может определяться наличием вычислительных ресурсов (в первом и втором случае – весьма значительных), а также данных наблюдений (в третьем случае – продолжительных однородных рядов достаточно высокого временного разрешения).

Трехмерные региональные климатические модели (РКМ) имеют разрешение порядка 10 км и размеры модельной области вплоть до субконтинентальных. В зависимости от поставленной задачи на боковых границах РКМ задается внешнее воздействие в виде полей атмосферных величин, рассчитанных в МОЦАО либо полученных из реанализа. РКМ высокого разрешения могут телескопироваться в РКМ более грубого разрешения. Хотя результаты расчетов с помощью РКМ зависят от качества «управляющих» МОЦА, они успешно применяются в широком спектре приложений, в частности, в оценках будущих изменений климата. Обычно РКМ проходит сложную процедуру калибровки и тестирования, прежде чем она может быть применена для конкретного региона.

В качестве примера можно привести работу (Школьник, 2007), в которой представлена региональная модель климата.

Чувствительность климата – это характеристика, используемая для оценки реакции глобальной климатической системы на заданное внешнее воздействие. Чувствительность определяется обратными связями, которые усиливают или подавляют радиационное воздействие на климат. Наиболее часто в качестве такой характеристики используется равновесное изменение средней за год глобальной приземной температуры воздуха при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере. Равновесная чувствительность обычно рассчитывается с помощью МОЦА/ВПСО/МЛ.

Помимо вышеописанной «равновесной» чувствительности используется так называемый «неравновесный отклик климата». Последний определяется в расчетах с МОЦАО как разность средних глобальных значений приземной температуры воздуха, осредненной за 20 лет в окрестности момента удвоения концентрации CO_2 при ее ежегодном 1% приросте и полученной в контрольном расчете при постоянной концентрации CO_2 (Cubasch et al., 2001). В экспериментах с МОЦАО при увеличении концентрации CO_2 на 1% в год удвоение достигается через 70 лет. Неравновесный отклик климата зависит как от чувствительности, так и от поглощения тепла океаном.

Чувствительность климата зависит также от его среднего состояния (Boer and Yu, 2003) и оказывается весьма полезной мерой для сравнения моделей, поскольку средняя глобальная температура воздуха у поверхности земли достаточно хорошо измеряется. Вместе с тем центральным является вопрос, какие характеристики и с какой точностью должна воспроизводить климатическая модель, чтобы ее чувствительность к разнообразным внешним воздействиям была близка к чувствительности реальной климатической системы (Дымников и др., 2006).

Модельные оценки чувствительности климата не претерпели существенных изменений с 1970 годов, и обратные связи, определяющие эту чувствительность, по-прежнему остаются одним из первостепенных источников неопределенности оценки будущих изменений климата с помощью МОЦАО. В настоящее время вероятность того, что чувствительность климатической системы находится в пределах 2,0–4,5°C, оценивается как высокая (>66%), при этом наиболее вероятна чувствительность 3°C (Randall et al., 2007).

Разброс модельных оценок чувствительности климата является следствием различий модельных описаний обратных связей (Булгаков и др., 2007), действующих в климатической системе. Как известно, потепление климата при наблюдаемом воздействии оказывается примерно в 2–4 раза большим, чем имеющее место в отсутствии обратных связей в климатической системе. Оценить достоверность модельной чувствительности можно, воспроизводя различные состояния климатической системы в прошлом, когда радиационное воздействие отличалось от современного. С другой стороны, можно рассматривать достоверность воспроизведения основных обратных связей и их вклад в равновесный отклик климатической системы на радиационное воздействие в рамках экспериментов с МОЦА/ВПСО/МЛ.

В отсутствии обратных связей потепление климата при удвоении атмосферной концентрации CO₂ составило бы примерно 1,2°C (Hansen et al., 1981; Vony et al., 2006). Если бы при этом действовала только обратная связь между повышением температуры и содержанием водяного пара в атмосфере, то потепление усилилось бы примерно в два раза. Однако с этой положительной обратной связью тесно связана отрицательная обратная связь, обусловленная изменениями вертикального градиента температуры. Совместный эффект этих обратных связей усиливает потепление примерно в полтора раза. Обратная связь между изменениями приземной температуры воздуха и альбедо подстилаю-

щей поверхности усиливают реакцию климата на удвоение концентрации CO_2 в атмосфере примерно на 10%, а облачно-радиационная обратная связь – на 10–50% (в зависимости от модели). Вследствие нелинейности климатической системы перечисленные обратные связи усиливают друг друга, и их совокупный эффект превышает сумму эффектов каждой из них в отдельности (Randall et al., 2007).

Качество воспроизведения моделями разных обратных связей различно. Анализ данных наблюдений показывает (Bony et al., 2006; Soden, 2004), что наиболее успешно воспроизводятся обратные связи между потеплением климата, с одной стороны, и изменениями содержания водяного пара и вертикального градиента температуры в атмосфере – с другой.

Разброс оценок равновесной чувствительности климата между существующими моделями связан преимущественно с различиями в воспроизведении облачно-радиационных обратных связей. Модельные облачно-радиационные обратные связи могут различаться не только величиной, но даже знаком (Bony and Dufresne, 2005; Soden and Held, 2006; Webb et al., 2006). Межмодельные различия в воспроизведении облачно-радиационной обратной связи значительны на всех широтах и, по-видимому, наиболее велики в тропиках. Несмотря на достигнутые успехи в понимании физических процессов, определяющих реакцию облачности на изменения климата, и в оценках отдельных составляющих соответствующей обратной связи, в настоящее время невозможно установить, какие из современных моделей наиболее достоверны в указанном аспекте.

Как отмечено в Четвертом оценочном докладе (IPCC, 2007), наблюдаемые режимы потепления климата, включая большее потепление над сушей, чем над океаном, и их изменение во времени, воспроизводятся только моделями, которые учитывают антропогенные воздействия. Ни одна сопряженная глобальная модель климата, которая использует лишь естественные воздействия, не способна воспроизвести тренды континентального среднего потепления на отдельных континентах (кроме Антарктиды) на протяжении второй половины XX столетия (рис. 5.2).

Отмечается также, что остаются сложности в достоверном воспроизведении и установлении причин наблюдаемых изменений температуры в меньших масштабах, где естественная изменчивость климата больше.

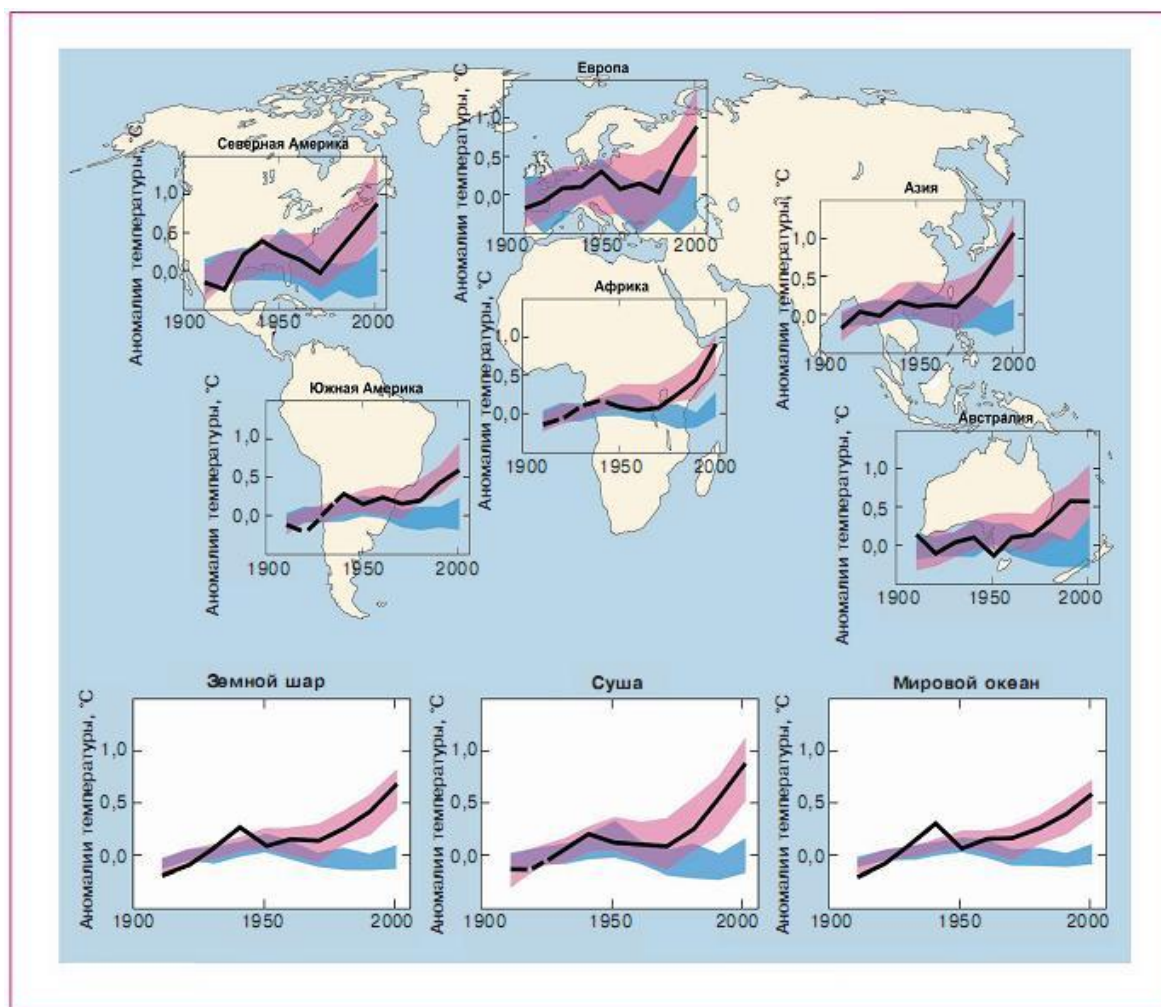


Рис. 5.2. Аномалии средней десятилетней температуры приземного воздуха, рассчитанные для шести континентов и частей света, а также для всего земного шара, поверхности суши и Мирового океана. Аномалии вычислены по отношению к среднему за 1901–1950 гг. Данным наблюдений на графиках соответствует черная линия. Цветные полосы показывают область, указывающую разброс 90% расчетов с МОЦАО. Красные полосы – расчеты с антропогенно-естественными воздействиями, голубые – расчеты с естественными воздействиями. Рисунок взят из работы (Hegerl et al., 2007)

Моделирование климатических процессов воспроизводится при различных сценариях глобальных выбросов парниковых газов (ПГ) в XXI веке. МГЭИК опубликовала специальный доклад о сценариях выбросов (СДСВ, 2000).

Сценарии СДСВ предусматривают в перспективе базовых глобальных выбросов ПГ в диапазоне 9,7–36,7 ГтCO₂ между 2000 и 2030 годами. Эти сценарии дают проекцию сохранения за ископаемыми видами топлива своей доминирующей позиции в глобальной структуре энергетики в период до 2030 и в последующие годы. Таким образом, согласно проекциям выбросы CO₂ в результате использования энергии возрастут с 2000 по 2030 год на 40–110%.

В исследованиях, опубликованных после СДСВ (т.е. сценарии после СДСВ), использовались более низкие значения для некоторых определяющих факторов выбросов, в частности, проекции роста народонаселения. В то же время, согласно этим исследованиям, включающим такие новые проекции роста народонаселения, изменения в других определяющих факторах, таких как экономический рост, приводят к незначительному изменению в общих уровнях выбросов. Проекция экономического роста для Африки, Латинской Америки и Ближнего Востока в период до 2030 года в базовых сценариях после СДСВ характеризуется более низкими показателями по сравнению с СДСВ, однако это имеет лишь весьма незначительные последствия для глобального экономического роста и совокупных выбросов.

Аэрозоли оказывают охлаждающее воздействие, и в сценариях после СДСВ более четко представлены выбросы аэрозолей и продуктов аэрозолей, включая диоксид серы, сажу и органический углерод. В целом, согласно проекциям, эти выбросы будут более низкими по сравнению с теми, о которых сообщалось СДСВ. Проведенные исследования показывают, что выбор обменного курса для валового внутреннего продукта (ВВП) (рыночный валютный курс (РВК) или паритет покупательной способности (ППС)) не влияет существенным образом на проекции в случае их согласованного использования. Различия, если таковые имеются, являются незначительными по сравнению с неопределенностями, вызванными предположениями относительно других параметров в сценариях, например, технологическое изменение.

Сценарии СДСВ сгруппированы в четыре сценарные группы (A1, A2, B1 и B2), в которых рассматриваются альтернативные пути развития, охватывающие широкий диапазон демографических, экономических и технологических движущих факторов и итоговых выбросов ПГ. Сценарии СДСВ не включают дополнительную политику в области климата, помимо существующей. Проекция выбросов широко используется в оценках будущего изменения климата, а лежащие в их основе предположения в отношении социально-экономических, демографических и технологических изменений служат в качестве исходных данных для многочисленных недавно проведенных оценок уязвимости к изменению климата и его последствий.

Сюжетная линия A1 предполагает мир, характеризуемый очень быстрым экономическим ростом, глобальным народонаселением, численность которого достигает максимальной величины в середине века, и быстрым внедрением новых и более эффективных технологий.

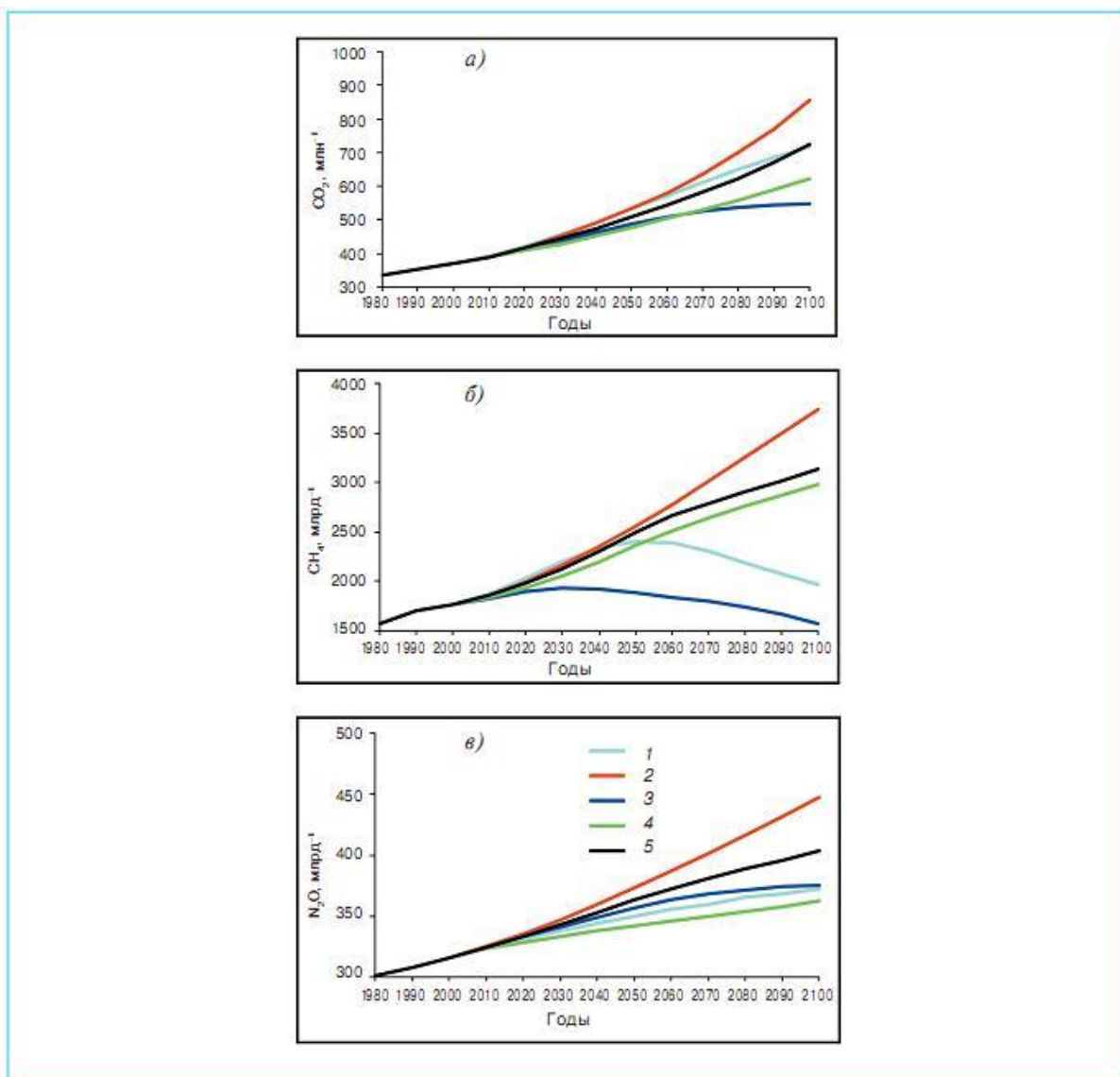


Рис. 5.3. Концентрации парниковых газов в атмосфере в конце XX и XXI вв.: а) CO₂, б) CH₄, в) N₂O, полученные по четырем демонстрационным сценариям СДСВ, использованным при подготовке ОД3 и ОД4 МГЭИК. Сценарий IS92a впервые использовался в ОД2 МГЭИК.
1) A1B; 2) A2; 3) B1; 4) B2; 5) IS92a

A1 подразделяется на три группы, которые описывают альтернативные направления технологического прогресса: интенсивное использование ископаемых видов топлива (A1FI), энергетические ресурсы без ископаемых видов топлива (A1T) и баланса по всем источникам (A1B). B1 описывает конвергентный мир с таким же глобальным населением, что и в A1, однако с более быстрыми изменениями в экономических структурах в направлении сферы обслуживания и информационной экономики. B2 описывает мир с промежуточным на-

родонаселением и экономическим ростом, подчеркивая при этом локальные решения проблемы экономической, социальной и экологической устойчивости. А2 описывает весьма неоднородный мир с высокими темпами роста народонаселения, медленным экономическим развитием и медленным технологическим прогрессом. Ни один из сценариев СДСВ не характеризовался какой-либо вероятностью.

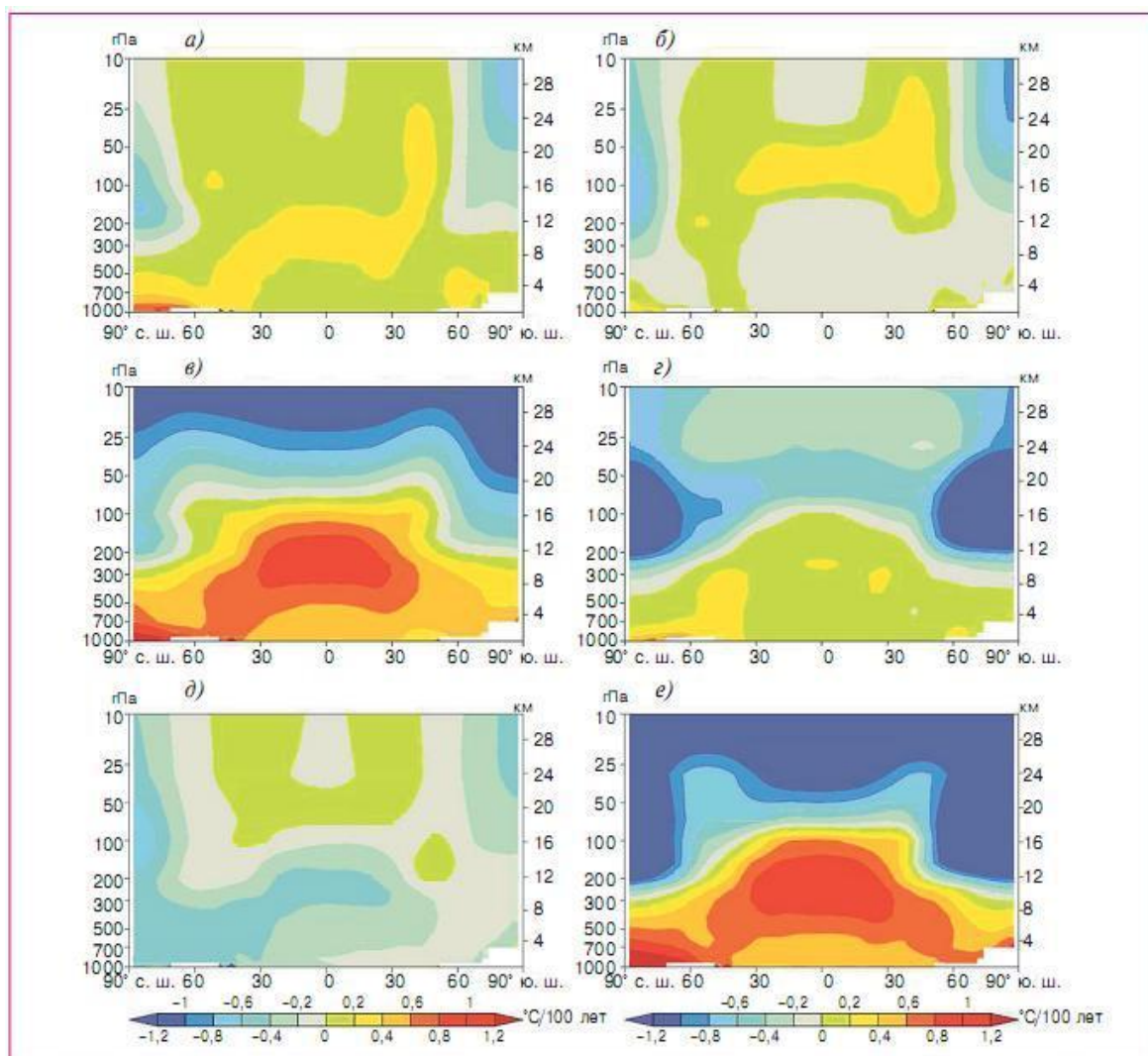


Рис. 5.4. Модельные линейные тренды зонально осредненной температуры воздуха за период 1890–1999 гг. ($^{\circ}\text{C}/100$ лет), вызываемые воздействием изменений приходящего излучения на верхней границе атмосферы (а), вулканической активностью (б), а также изменениями концентрации хорошо перемешанных парниковых газов в атмосфере (в), тропосферного и стратосферного озона (г) и сульфатного аэрозоля (д). Суммарный результат всех воздействий показан на рис. е. Рисунок выполнен по результатам расчетов с моделью PCM климатического центра NCAR, США (Hegerl et al, 2007)

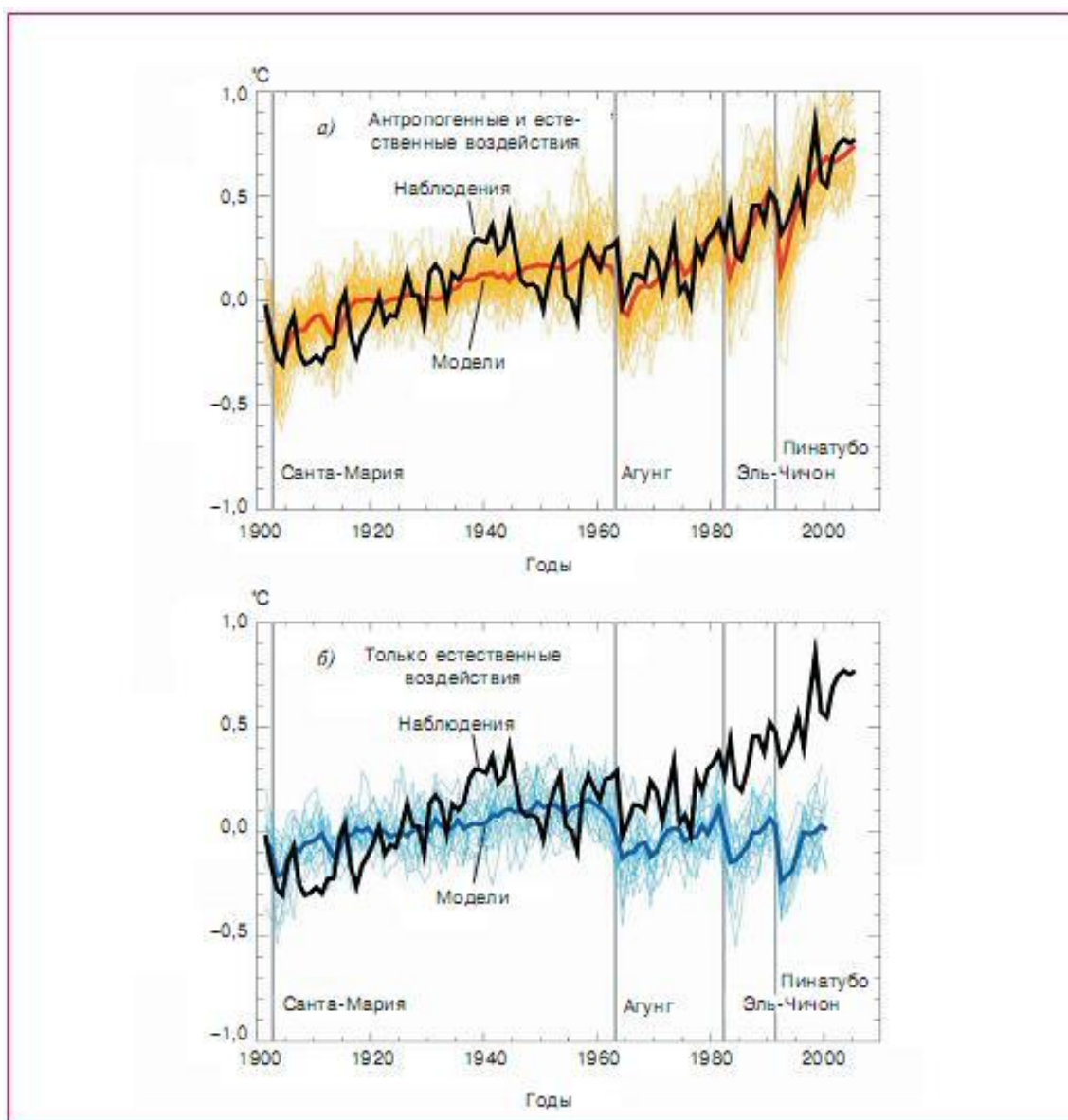


Рис. 5.5. Аномалии средней глобальной температуры приземного воздуха по данным наблюдений (черная линия) и моделирования с учетом антропогенных и естественных внешних воздействий (а) и только естественных воздействий (б). Аномалии рассчитаны по отношению к среднему за 1901–1950 гг. На рис. а представлены результаты 58 расчетов по 14 МОЦАО. Результаты расчетов по разным моделям показаны тонкими желтыми линиями, а среднее по мультимодельному ансамблю – жирной красной линией. На рис. б представлены результаты 19 расчетов по 5 моделям. Результаты расчетов по разным моделям показаны тонкими голубыми линиями, а среднее по мультимодельному ансамблю – жирной синей линией. Серыми линиями отмечено время наиболее значительных извержений вулканов. Рисунок из работы (Hegerl et al, 2007)

Рисунки 5.4 и 5.5, заимствованные из ОД (2008), служат прекрасной иллюстрацией модельного воспроизводства современного климата с учетом как естественных, так и антропогенных факторов. Видно, что без учета последних реальная картина не получается.

5.1. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО

Начиная с 1975 года в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова интенсивно велись работы по созданию модели общей циркуляции атмосферы, предназначенной для исследований в области долгосрочного прогноза погоды и теории климата. Первой такой моделью была полусферная трехуровневая конечно-разностная модель атмосферы, в которой учитывались основные физические процессы, формирующие термодинамический режим атмосферы: перенос радиации в облачной атмосфере, горизонтальная диффузия, конвекция и крупномасштабная конденсация водяного пара, тепло- и влагообмен в почве и пограничном слое атмосферы. Был подготовлен также комплекс вычислительных программ для обработки и всестороннего анализа результатов численных экспериментов.

С помощью этой модели был выполнен ряд исследований по влиянию различных естественных и антропогенных факторов на климатический режим отдельных регионов Северного полушария.

В начале 70-х годов математиками была предложена эффективная реализация спектрального метода аппроксимации системы полных уравнений динамики атмосферы, основанная на применении спектрально-сеточных преобразований. По сравнению с конечно-разностными методами спектральный метод давал возможность более точно рассчитывать нелинейные члены в уравнениях гидродинамики и сравнительно просто реализовывать полунявные схемы интегрирования по времени. При расчетах перемещения барических образований спектральный метод позволил уменьшить ошибки в определении их фазовой скорости, что было исключительно важно для задач прогноза погоды. Отмеченные преимущества спектрального метода в сочетании с высокой вычислительной эффективностью явились причиной его популярности и широкого применения в моделях атмосферы.

В 1983 г. в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова была разработана глобальная спектральная пятиуровневая модель общей циркуляции атмосферы, в которой использо-

вались методы параметризации физических процессов, ранее применявшиеся в конечно-разностной полусферной модели.

В дальнейшем указанная модель непрерывно развивалась в направлении увеличения ее пространственного разрешения и совершенствования схем параметризации основных физических процессов с учетом новых данных об атмосфере и подстилающей поверхности и результатов международных сравнений различных моделей атмосферы.

Среди наиболее важных изменений, внесенных в модель в последующие годы, заслуживают следующие упоминания:

1. Введен новый, спектральный метод расчета потоков солнечной и длинноволновой радиации с учетом ее поглощения водяным паром, углекислым газом, озоном, а также малыми газовыми примесями: двуокисью азота, метаном и хлорфторуглеводородами; потоки вычисляются с использованием статистической модели Гуди, в которой учитывается зависимость параметров модели от температуры, а рассеяние солнечной радиации вычисляется с помощью двухпоточного приближения дельта-Эддингтона. По сравнению с ранее использованной схемой расчета радиации, основанной на применении интегральных функций пропускания, новая схема позволила уменьшить ошибки расчета термического режима атмосферы, особенно в верхней части тропосферы тропических широт.

2. Реализован метод расчета значений оптической толщины, альбедо и излучательной способности облаков по данным об их водности, фазовом состоянии и микрофизических свойствах, которые определяются по значениям основных переменных модели.

3. Учтен механизм торможения горизонтального воздушного потока вследствие диссипации внутренних гравитационных волн, генерируемых мелкомасштабными особенностями рельефа земной поверхности (гравитационно-волновое сопротивление).

4. Использован метод расчета вертикального переноса тепла, влаги и количества движения, основанный на теории подобия Монина-Обухова для приземного слоя и произведено обобщение результатов этой теории на свободную атмосферу.

5. Отличительной особенностью модели является учет неоднородностей подстилающей поверхности в элементарной ячейке сетки при вычислении потоков тепла, влаги и количества движения: допускается наличие в любом узле сетки одновременно открытой водной поверхности, суши и морского льда, что существенно увеличило точность расчета потоков, особенно в полярных районах, и позволило

уменьшить систематическое выхолаживание тропосферы зимой над ледовым покровом океана.

6. Построена и реализована термодинамически согласованная схема вертикальной аппроксимации уравнений гидротермодинамики атмосферы на неравномерной сетке, дающая минимальные ошибки аппроксимации адвективных членов.

7. Разработана и включена в модель новая схема параметризации влажной конвекции, являющаяся усовершенствованием метода Куо и позволяющая более правильно описывать перенос энергии и влаги в тропиках и интенсивность ячеек циркуляции.

8. Введена более детальная схема гидрологического режима деятельного слоя почвы, включающая трехслойную модель для расчета теплосодержания и двухслойную модель переноса влаги в почве.

9. Разработана и испытана совместная модель атмосферы и верхнего слоя океана, в которой учитывается априорно рассчитанная адвекция тепла в океане, определенная методом коррекции потоков.

Рассмотрим более подробно структуру разработанной сотрудниками ГГО под руководством В.П. Мелешко в 1993 г. (Шнееров, Мелешко, Соколов и др., 1997) базовой модели *T30 L 14* (по современному определению *MGO-1*), имеющей среднее разрешение по горизонтали в 300 км, и включающая 14 слоев в атмосфере, три слоя в почве и верхнем квазиоднородном слое океана. Эта модель в течение ряда лет активно использовалась в ГГО для исследования короткопериодных исследований климата и разработки ансамблевых методов оперативного долгосрочного прогноза погоды на сроки до одного месяца.

Основные уравнения модели

В основе глобальной модели ОЦА ГГО лежит система уравнений гидротермодинамики, записанных в сферической системе координат. По вертикали использована сигма – координата. Прогностическими переменными в уравнениях движения являются вертикальная составляющая вихря скорости

$$\iota = \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left(\frac{\partial V}{\partial \lambda} - \cos \varphi \frac{\partial U}{\partial \varphi} \right) \quad (5.1)$$

и горизонтальная дивергенция

$$D = \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left(\frac{\partial U}{\partial \lambda} + \cos \varphi \frac{\partial V}{\partial \varphi} \right), \quad (5.2)$$

где $U = u \cos \varphi$, $V = v \cos \varphi$.

Прогностические уравнения для ι и D записываются в виде

$$\frac{\partial \iota}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left(\frac{\partial \hat{A}}{\partial \lambda} + \cos \varphi \frac{\partial \hat{B}}{\partial \varphi} \right) + F_{st}, \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left(\frac{\partial \hat{B}}{\partial \lambda} - \cos \varphi \frac{\partial \hat{A}}{\partial \varphi} \right) - \nabla^2 (E + \Phi) + F_{SD}. \quad (5.4)$$

$$\text{Здесь } \hat{A} = U(\iota + f) + \dot{\sigma} \frac{\partial V}{\partial \sigma} + \frac{R\tilde{T}}{a} \cos \varphi \frac{\partial \ln P_s}{\partial \varphi} - F_{\sigma v} \cos \varphi, \quad (5.5)$$

$$\hat{B} = V(\iota + f) - \dot{\sigma} \frac{\partial U}{\partial \sigma} - \frac{R\tilde{T}}{a} \frac{\partial \ln P_s}{\partial \lambda} + F_{\sigma u} \cos \varphi, \quad (5.6)$$

$$E = \frac{U^2 + V^2}{2 \cos^2 \varphi}, \quad (5.7)$$

∇^2 – двумерный оператор Лапласа в сферической системе координат:

$$\nabla^2 = \frac{1}{a^2 \cos^2 \varphi} \left(\frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} \right) \right). \quad (5.8)$$

Значения U и V определяются через функцию тока ψ и потенциал скорости χ :

$$U = \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \chi}{\partial \lambda} - \cos \varphi \frac{\partial \psi}{\partial \varphi} \right), \quad (5.9)$$

$$V = \frac{1}{a} \left(\frac{\partial \psi}{\partial \lambda} + \cos \varphi \frac{\partial \chi}{\partial \varphi} \right).$$

Величины ψ и χ связаны с ι и D соотношениями

$$\iota = \nabla^2 \psi, \quad D = \nabla^2 \chi. \quad (5.10)$$

Прогностической переменной в уравнении притока тепла является виртуальная температура

$$\tilde{T} = (1 + 0,61q)T. \quad (5.11)$$

Рассматривая атмосферу как смесь сухого воздуха с водяным паром при удельной влажности q , удельную газовую постоянную этой смеси R_m представляют в виде

$$R_m = (1 - q)R + qR_{\text{H}_2\text{O}} \approx (1 + 0,61q)R.$$

При выполнении соотношения

$$\frac{C_{pm}}{R_m} = \frac{C_p}{R} = \text{const}, \quad (5.12)$$

где C_{pm} – удельная теплоемкость смеси при постоянном давлении, удельная энтальпия приобретает вид $C_{pm}T = C_p\tilde{T}$, благодаря чему уравнение притока тепла получается из соответствующего уравнения для сухого воздуха заменой T на \tilde{T} :

$$\frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left(U \frac{\partial \tilde{T}}{\partial \lambda} + V \cos \varphi \frac{\partial \tilde{T}}{\partial \varphi} \right) - \dot{\sigma} \frac{\partial \tilde{T}}{\partial \sigma} + \frac{R\tilde{T}}{pC_p} \omega + F_{s\tilde{T}} + F_{\sigma\tilde{T}} + \varepsilon_R + \varepsilon_{c\tilde{T}}. \quad (5.13)$$

Приближение (5.12) позволяет упростить учет в модели зависимости термодинамического состояния от влажности воздуха и избежать проблем, связанных с обеспечением сохранения энергии и термодинамической согласованности схемы вертикальной аппроксимации.

Уравнение неразрывности для гидростатического приближения

$$\frac{\partial \ln P_s}{\partial t} = -D - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - \bar{V} \nabla \ln p_s \quad (5.14)$$

при интегрировании по вертикали с учетом граничных условий

$$\dot{\sigma}|_{\sigma=0} = \dot{\sigma}|_{\sigma=1} = 0 \quad (5.15)$$

приводит к уравнению для нахождения P_s :

$$\frac{\partial \ln P_s}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left(\bar{U} \frac{\partial \ln P_s}{\partial \lambda} + \bar{V} \cos \varphi \frac{\partial \ln P_s}{\partial \varphi} \right) - \bar{D} \quad (5.16)$$

и диагностическому соотношению, определяющему $\dot{\sigma}$:

$$\dot{\sigma} = \int_0^\sigma \left(\frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left[(\bar{U} - U) \frac{\partial \ln P_s}{\partial \lambda} + (\bar{V} - V) \cos \varphi \frac{\partial \ln P_s}{\partial \varphi} \right] + (\bar{D} - D) \right) d\sigma. \quad (5.17)$$

Здесь $(\bar{\cdot}) = \int_0^1 (\cdot) d\sigma$.

Уравнение статики связывает геопотенциал Φ и виртуальную температуру воздуха \tilde{T}

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{R\tilde{T}}{\sigma}. \quad (5.18)$$

Изменение количества водяного пара в атмосфере описывается с помощью уравнения для удельной влажности:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left(U \frac{\partial q}{\partial \lambda} + V \cos \varphi \frac{\partial q}{\partial \varphi} \right) - \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} + F_{sq} + F_{\sigma q} + \varepsilon_{cq}. \quad (5.19)$$

Семь уравнений (5.3), (5.4), (5.13), (5.16), (5.17), (5.18), (5.19) содержат семь искомых величин $r, D, \tilde{T}, P_s, \dot{\sigma}, \Phi, q$. Составляющие скорости ветра U и V рассчитываются по соотношениям (5.9) с использованием (5.10).

Вертикальная аппроксимация.

По вертикали атмосфера разбита на 14 неодинаковых по массе слоев. В табл. 5.1 приводятся границы и середины слоев в сигма-системе координат для $K=14$.

Т а б л и ц а 5.1

Границы $(\sigma_{k+1/2})$ и середины (σ_k) слоев, принятые в модели

K	$\sigma_{k+1/2}$	σ_k	K	$\sigma_{k+1/2}$	σ_k
0	0	-	-	-	-
1	0,0250	0,0125	8	0,7285	0,6595
2	0,0574	0,0412	9	0,8293	0,7789
3	0,1053	0,0813	10	0,8959	0,8626
4	0,1788	0,1420	11	0,9385	0,9172
5	0,2877	0,2332	12	0,9660	0,9522
6	0,4322	0,3600	13	0,9850	0,9755
7	0,5905	0,5113	14	1,0000	0,9925

Основные переменные $\chi = \iota, D, \tilde{T}, q, U, V, \Phi$ рассматриваются как средние по слою:

$$\chi_k = \frac{1}{\Delta\sigma_k} \int_{\sigma_{k-1/2}}^{\sigma_{k+1/2}} \chi d\sigma, \quad (5.20)$$

где $\sigma_{k\pm 1/2}$ – границы слоев, $\Delta\sigma_k = \sigma_{k+1/2} - \sigma_{k-1/2}$ и $1 \leq k \leq K$.

Разностная аппроксимация уравнений по вертикали обеспечивает сохранение энергетического баланса.

Спектральное представление горизонтальных полей

По горизонтали основные прогностические переменные χ представлены в модели в виде усеченных рядов по сферическим функциям

$$\chi(\lambda, \mu, \sigma, t) = \sum_{m=-M}^M \sum_{l=|m|}^{|m|+l(m)} \chi_{l,m}(\sigma, t) P_l^{|m|}(\mu) v_m(\lambda). \quad (5.21)$$

Здесь $\chi_{l,m}(\sigma, t)$ – коэффициенты разложения функции χ по нормированным присоединенным функциям Лежандра $P_l^m(\mu)$, $\mu = \sin \varphi$ и

$$\nu_m(\lambda) = \begin{cases} \cos(m\lambda) & \text{при } m \geq 0; \\ -\sin(m\lambda) & \text{при } m < 0. \end{cases}$$

Способ усечения разложения (5.21) определяется видом функции $I(m)$; для использованного в модели треугольного усечения $I(m) = M - m$.

Треугольное усечение обеспечивает равномерное разрешение на сфере и инвариантность относительно вращений.

Для расчета коэффициентов разложения нелинейных членов в аналогах уравнений движений, тепла и влаги применяется метод спектрально-сеточных преобразований (ССП). Метод СПП реализуется с применением квадратурной формулы Гаусса при интегрировании по широте и быстрого преобразования Фурье при интегрировании по долготе. Для точного вычисления квадратичных нелинейных членов необходимо, чтобы число точек на широтном круге было не меньше $3M+1$, а число гауссовских широт – не меньше $(3M+1)/2$. Для усечения Т30 используются 96 узлов вдоль круга широты ($\Delta\lambda = 3,75^\circ$) и 48 гауссовских широт.

Для интегрирования уравнений по времени применяется двухшаговая схема, эффективно подавляющая высокочастотные возмущения и фиктивное решение.

Процессы крупномасштабной горизонтальной диффузии вихря скорости, дивергенции, тепла и влажности в модели описываются с помощью линейного оператора. Коэффициенты диффузии для всех переменных были выбраны одинаковыми и равными: $K = 5 \cdot 10^7 \text{ м}^2/\text{с}$.

Характеристики земной поверхности, газовой состав атмосферы и начальные условия

В модели атмосферы используются глобальные поля некоторых климатических переменных за все месяцы года, а также обширный архив физических характеристик земной поверхности и Мирового океана.

Конфигурация материков и их рельеф получены по данным глобальной топографии с разрешением $1 \times 1^\circ$. В узлах гауссовской сетки допускается существование неоднородной подстилающей поверхности: в каждом узле одновременно могут существовать водная поверхность, суша и морской лед. Это дает возможность более правильно описать притоки энергии от подстилающей поверхности к атмосфере.

Поле рельефа материков, заданное с разрешением $1 \times 1^\circ$, было разложено в ряд по сферическим функциям. Усечение ряда и число учитываемых коэффициентов принимались такими же, как и для основных переменных.

Значения температуры поверхности океанов на любой день года определяются по среднемесячным климатическим данным для сетки $1 \times 1^\circ$. Протяженность и толщина морского льда в Северном и Южном полушариях получены из литературных источников. Потоки энергии и тепла у поверхности определяются с учетом концентрации льда, которая меняется в течение года. В расчетах с совместной моделью атмосфера – верхний слой океана, температура воды, протяженность, толщина и концентрация морского льда вычисляются из соответствующих прогностических уравнений.

В качестве альбедо материков (без снежного покрова) используются его среднегодовые значения, построенные по архиву данных о растительности и почвах. Альбедо поверхности океанов, свободной от льда, принимается равным 0,06.

Модель включает глобальный климатический архив среднемесячных значений снежного покрова, увлажнения и температуры деятельного слоя почвы за весь год; этот архив позволяет получать начальные распределения переменных на любой день года путем интерполяции. Снег, влажность и температура почвы задаются только в начальный момент, а затем эти характеристики рассчитываются в процессе интегрирования системы уравнений модели.

Концентрация озона зависит от высоты, широты места и дня года. Зональные распределения озона рассчитываются на любой день года по среднемесячным значениям. Концентрация углекислого газа атмосферы принята всюду одинаковой и равной $5,007 \cdot 10^{-4}$ кг/кг (330 млн^{-1}).

Параметризация радиационных процессов в атмосфере

В радиационном блоке модели ОЦА для каждого модельного слоя рассчитываются потоки излучения на его границах – суммарной (FR), длинноволновой (FL) и коротковолновой (FS), а также определяется радиационный приток тепла ε_R , входящий в уравнение (5.13).

Поток солнечной (коротковолновой) радиации определяется для длин волн от 0,2 до 4 мкм. Весь интервал разбивается на три диапазона в зависимости от типа излучения: 0,2 – 0,31 мкм (ультрафиолетовое излучение (УФИ)), 0,31 – 0,75 мкм (видимое излучение (ВИ)) и 0,75 –

4 мкм (ближнее инфракрасное излучение (БИКИ)). Для каждого из указанных диапазонов поток радиации на перпендикулярной солнечному лучу площадке на верхней границе атмосферы при среднем расстоянии от Земли до Солнца принят равным, соответственно, 19,5; 675,2 и 673,1 Вт/м². Суммарный поток излучения (солнечная постоянная S_0) составляет 1367,8 Вт/м².

Полный поток коротковолнового излучения FS является суммой потоков в диапазонах УФИ (F_{UV}), ВИ (F_V), БИКИ (F_{NIR}). В свою очередь потоки излучения в каждом из этих диапазонов получаются суммированием потоков в спектральных интервалах, на которые они разбиты. В модели приняты следующие числа спектральных интервалов в диапазонах: $n_{UV}=11$, $n_V=2$, $n_{NIR}=4$.

Отражающая способность земной поверхности учитывается посредством задания в каждом диапазоне излучения альбедо для прямого и диффузного потоков радиации.

Используется следующая схема перекрытия облаков. Атмосфера разделена на три вертикальных столба (на три части): в первой части облаков нет, во второй расположены только слоистые облака и в третьей части – слоистые и конвективные, и их перекрытие осуществляется случайным образом.

При расчете радиационных потоков в диапазоне УФИ учитывается только поглощение радиации озоном.

В диапазоне ВИ при расчете потоков радиации в спектральных интервалах используется метод δ -Эддингтона.

Радиационные потоки разделяются при расчетах на потоки прямой солнечной радиации и диффузного излучения. Для получения значений потоков на границах модельных слоев решается система линейных уравнений. При расчете оптических параметров для чистого неба учитываются молекулярное рассеяние и поглощение радиации озоном, а для облачной части еще и взаимодействие радиации с частицами облаков. Решение системы уравнений с учетом граничных условий методом прогонки позволяет вычислить значения искомых потоков как для чистого неба, так и в случае перекрытия облаков.

При определении потоков солнечного излучения в спектральных интервалах диапазона БИКИ производится учет поглощения радиации водяным паром и углекислым газом, а также взаимодействие радиации с частицами облаков. В модели используется метод, в котором процессы поглощения радиации газами и ее преобразования в облаках рассматриваются отдельно. Газовое поглощение рассчитывается по

статистической модели полосы Гуди, а преобразование радиации в слое, содержащем облако, как и в диапазоне ВИ, – по методу δ -Эддингтона.

Длинноволновая радиация. Расчет потоков длинноволновой радиации производится в диапазоне волновых чисел $0-2200\text{ см}^{-1}$, при этом учитываются поглощение и излучение радиации водяным паром, углекислым газом и озоном. Число участков спектра для водяного пара, углекислого газа и озона сокращено до девяти. В модели учитывается также поглощение радиации малыми газовыми примесями (N_2O , CH_4 , CFCL_3 , CF_2CL_2). При этом их профили считаются фиксированными для всего земного шара, что позволяет определить функции пропускания заранее.

Полный поток длинноволнового излучения является суммой потоков в спектральных интервалах, которые определяются по формулам. При вычислении функций пропускания для поглощения в линиях газов применяется статистическая модель полосы Гуди. Континуальное поглощение водяного пара рассчитывается в диапазоне $280-1300\text{ см}^{-1}$.

Радиационные расчеты производятся и при наличии облачности со случайным перекрытием.

Облачность. В модели рассматриваются облака двух видов: 1) конвективного происхождения и 2) слоистых форм, определяемые по относительной влажности. Слоистые облака верхнего, среднего и нижнего ярусов располагаются, соответственно, в ζ -слоях (0,105–0,432), (0,432–0,728) и (0,728–0,966).

Количество облаков конвективного происхождения вычисляется по интенсивности конвективных осадков P_c :

$$n_c = \min(a + b \ln(P_c); 0,8). \quad (5.22)$$

Эмпирические коэффициенты a и b имеют следующие значения: $a=0,24$; $b=0,12$. Если $P_c \leq 1,4\text{ мм/сутки}$, то $n_c=0$. Принято, что из общего количества конвективных облаков 25% составляют облака вертикального развития, а 75% отнесены к облачному ансамблю, связанному с процессом глубокой кучевой конвекции. Облачный ансамбль формируется во всех конвективно неустойчивых слоях. Из указанных 75% облаков конвективного ансамбля 50% отнесены к нижнему ярусу, а остальные облака распределены равномерно в вышележащих слоях.

В случае, когда $n_c > 0,2$ и самый верхний модельный слой конвективного облака попадает в верхний ярус, считается, что в этом слое образуется наковальня и количество в нем облаков n_a определяется по формуле

$$n_a = (n_c - 0,2)/0,6. \quad (5.23)$$

Количество облаков второго вида n_L вычисляется по относительной влажности слоя

$$n_L = (h - h_{cr}) / (1 - h_{cr}). \quad (5.24)$$

Если $h \leq h_{cr}$, то $n_L = 0$. Пороговое значение относительной влажности h_{cr} зависит от яруса облачности; для облаков верхнего, среднего и нижнего ярусов оно принимается равным, соответственно, 0,9; 0,95 и 0,99.

Расчет облачности выполняется один раз через каждые два шага по времени, затем вычисленные значения осредняются за период между двумя последовательными расчетами радиационных потоков.

В модели рассчитываются водность и оптические свойства облаков. Отдельно рассматриваются физические (оптические) свойства капельных (при $T \geq -15^\circ\text{C}$) и кристаллических (при $T \leq -30^\circ\text{C}$) облаков.

Турбулентный перенос по вертикали. Схема параметризации вертикального обмена теплом, влагой и количеством движения основана на теории подобия Монина-Обухова для приземного слоя и методе замыкания, полученном путем обобщения результатов теории подобия на свободную атмосферу. Верхняя граница приземного слоя принята совпадающей с серединой самого нижнего слоя модельной атмосферы.

Члены, описывающие вертикальный турбулентный перенос импульса, тепла и влаги, имеют вид:

$$\vec{F}_{\sigma v} = \frac{g}{P_s} \frac{\partial \vec{\tau}}{\partial \sigma}, \quad F_{\sigma \tilde{r}} = \frac{g}{C_p P_s} \frac{\partial H}{\partial \sigma}, \quad F_{\sigma q} = \frac{g}{P_s} \frac{\partial E}{\partial \sigma}, \quad (5.25)$$

где $\vec{\tau}$, H , E – соответственно, потоки импульса, энтальпии и влаги.

Турбулентные потоки в свободной атмосфере рассчитываются по формулам, основанным на гипотезе об универсальном характере зависимости коэффициентов обмена от числа Ричардсона, полученной для приземного слоя с использованием формулы Блакадара для пути смешения. Коэффициент обмена рассчитывается при неустойчивой ($Ri < 0$) и устойчивой ($Ri \geq 0$) стратификации.

Предполагается, что на верхней границе модельной атмосферы потоки обращаются в 0.

Потоки импульса, тепла и влаги на подстилающей поверхности вычисляются по формулам, учитывающим тип подстилающей поверхности (степень ее неоднородности):

$$\chi_s = \sum_{i=0}^2 w_i \chi_{si}, \quad (5.26)$$

где χ_s – поток на подстилающей поверхности, W_i – доля площади подстилающей поверхности i -го типа в данной ячейке сетки. Одна ячейка может содержать от одного до трех типов поверхности: океан ($i=0$), суша или морской лед ($i=1$) и суша совместно с морским льдом ($i=2$).

Параметр шероховатости z_o для суши задан как функция координат, для океана z_o вычисляется по формуле Чарнока. На поверхности морского льда $z_o = 10^{-3}$ м.

Дискретизация по вертикали равенств (5.25) осуществляется путем интегрирования этих равенств по слоям модели. При этом учитывается факт неравномерности сетки вблизи подстилающей поверхности и большой изменчивости профилей в планетарном пограничном слое.

Для интегрирования по времени используется неявная схема Эйлера (направленные назад разности) с шагом $2\Delta t$.

В данной модели осуществлено совместное решение уравнений вертикального турбулентного обмена в атмосфере и уравнений бюджета тепла для верхнего слоя почвы (льда).

Орографическое гравитационно-волновое сопротивление

Расчеты с помощью моделей атмосферы указывают на необходимость учета в моделях механизма диссипации внутренних гравитационных волн, генерируемых орографическими флуктуациями подсеточного масштаба с тем, чтобы избежать ряда систематических погрешностей, проявляющихся в том, что зимой в стратосфере средних широт Северного полушария формируется сильная зональная циркуляция, искажающая структуру субтропического струйного течения, а в высоких широтах возникает нереально интенсивный полярный вихрь, способствующий выхолаживанию стратосферы высоких широт.

Используемый в модели метод параметризации орографического гравитационно-волнового сопротивления базируется на двумерной линейной теории стационарных внутренних гравитационных волн и так называемой гипотезе насыщения. Полагается, что на тех участках атмосферного столба, где по линейной теории должны образоваться области неустойчивой стратификации, энергия гравитационных волн диссипирует ровно настолько, чтобы удовлетворить условию устойчивости стратификации. Это приводит к уменьшению напряжения ОГВС и вызывает торможение крупномасштабного потока.

Глубокая кучевая конвекция. В основу параметризации глубокой кучевой конвекции (ГКК) положен метод Куо с учетом его последующих уточнений и модификаций.

Необходимым условием начала ГКК является существование некоторого уровня σ_L , выше которого атмосфера становится неустойчивой, и воздушная частица при адиабатическом подъеме приобретает положительную плавучесть. Верхняя граница σ_T слоя конвекции определяется как уровень потери плавучести частицы, адиабатически поднимающейся с уровня σ_L . В соответствии с так называемой гипотезой условной неустойчивости второго рода ГКК происходит лишь при наличии положительного «крупномасштабного» притока влаги к указанному слою. При определении границ слоя конвекции используется наибольшее значение σ_L , удовлетворяющее вышеуказанным условиям. Предполагается, что ансамбль кучевых облаков формируется в слое атмосферы $\sigma_T \leq \sigma \leq \sigma_B$, где σ_B – уровень конденсации для частицы, адиабатически поднимающейся с уровня σ_L .

Мелкая кучевая конвекция. Известно, что мелкая кучевая конвекция (МКК) играет важную роль в формировании глобального влагооборота. Неучет мелкой конвекции в модели атмосферы вызывает занижение вертикального переноса влаги. В то же время из-за существенного различия механизмов глубокой и мелкой конвекции последняя не может адекватно описываться схемами типа Куо.

В данной модели мелкая конвекция представлена с помощью алгоритма, являющегося разновидностью метода конвективного приспособления. Условием наступления конвекции служит влажная неустойчивость в двух соседних слоях модели, при которой влажная статическая энергия нижнего слоя превышает влажную статическую энергию насыщения верхнего слоя. Вторым условием возникновения мелкой конвекции является достаточная увлажненность нижнего слоя, его относительная влажность должна превышать некоторое критическое значение $h=0,8$.

При выполнении этих условий мелкая конвекция выравнивает значения влажной статической энергии k -го и $(k+1)$ -го слоев в результате мгновенного вертикального перераспределения влаги.

В данной схеме приток явного тепла за счет мелкой конвекции не учитывается. Данные показывают, что наибольшие по модулю значения этих притоков примерно в 2,5 раза меньше характерных значений скрытого тепла.

Крупномасштабная конденсация. Схема вычисления притоков тепла и влаги за счет крупномасштабной конденсации (КК) и расчета крупномасштабных осадков основана на стандартной гипотезе о мгновенной конденсации влаги, избыточной по сравнению с насыщением. Предполагается также, что вся сконденсировавшаяся влага мгновенно выпадает в виде осадков.

Изменения температуры и влажности за счет крупномасштабной конденсации при различных k ($1 \leq k \leq K$) рассчитываются из уравнения баланса энергии и условия насыщения.

Крупномасштабные осадки, выпавшие за период $2\Delta t$, определяются по формуле

$$R_L = \frac{P_s}{g} \sum_{k=1}^K \delta_L q_k \Delta \sigma_k, \quad (5.27)$$

где q_k – исходное значение влажности.

При интегрировании уравнения переноса влаги вследствие ошибок аппроксимации значения удельной влажности в отдельных узлах сетки становятся отрицательными. Для устранения этих погрешностей используется метод коррекции.

Расчет тепло- и влагообмена в почве

Описание процессов переноса тепла и влаги в деятельном слое почвы и взаимодействия этого слоя с атмосферой связано с расчетом температуры и влагосодержания почвы, а также накопления и таяния снежного покрова на ее поверхности.

Численные эксперименты с моделями атмосферы показали, что термический режим, влагооборот и циркуляция атмосферы существенно зависят от увлажнения почвы.

Для расчета теплосодержания почвы используется трехслойная модель, описывающая короткопериодные колебания температуры в верхнем относительно тонком слое и долгопериодные ее изменения, включая и сезонный ход, происходящие в более глубоких слоях почвы.

В модели приняты следующие значения для границ отдельных слоев и всего деятельного слоя почвы в целом: $z_1=0,1\text{ м}$, $z_2=0,9\text{ м}$ и $z_3=z_T=3,0\text{ м}$.

Распределение температуры в рассматриваемом слое почвы рассчитывается из уравнения теплопроводности (ось Z направлена вниз)

$$c_T \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial G}{\partial Z} \quad (5.28)$$

при условии, что на границе раздела атмосфера – почва суммарный поток тепла G_o определяется из уравнения теплового баланса, а на глубине Z_T поток тепла G_T равен нулю (в уравнении c_T – объемная теплоемкость почвы).

При выпадении снега толщина верхнего слоя почвы возрастает на величину, равную высоте снежного покрова. При наличии снега в данной элементарной ячейке сетки осуществляется коррекция температуры верхнего слоя с учетом массы снега, растаявшего за время $2\Delta t$.

Теплофизические характеристики слоя, включающего снег и почву, вычисляются как средневзвешенные относительно толщин отдельных слоев. При таянии снега температура почвы считается неизменной, равной $273,16\text{ K}$ до тех пор, пока не растает весь снег.

В модели полагается, что теплофизические свойства почвы и снега всюду одинаковы.

Т а б л и ц а 5.2

Значения теплофизических характеристик почвы и снега,
принятых в модели

Характеристика	Почва	Снег
Объемная теплоемкость, $(\text{Вт}\cdot\text{с})/(\text{м}^3\cdot\text{K})$	$2,4 \cdot 10^6$	$0,4 \cdot 10^6$
Теплопроводность, $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{K})$	1.8	0,3
Плотность, $\text{кг}/\text{м}^3$	$1,5 \cdot 10^3$	$0,2 \cdot 10^3$

Перенос влаги в почве. Водный баланс деятельного слоя почвы определяется испарением, таянием снега, а также переносом влаги в нижележащие слои в результате гидравлической проводимости и вертикального диффузного обмена.

Влагоемкость почвы зависит от типа почвы и вида растительного покрова. Влагоемкость верхнего слоя почвы, покрытой растительностью и с глубиной проникновения корневой системы до 1 м, как правило, составляет 20–30% по отношению к весу сухой почвы.

Расчет влагосодержания деятельного слоя почвы производится с помощью двухслойной модели, в которой через верхний слой меньшей толщины осуществляется обмен влагой между атмосферой и почвой, а нижний слой служит своего рода резервуаром, в котором почвенная влага может накапливаться и передаваться в вышележащий слой в результате фильтрации и молекулярной диффузии; избыток же накопившейся в нижнем слое влаги по отношению к максимальной влагоемко-

сти этого слоя формирует сток. Толщины слоев модели влагопереноса совпадают с толщинами двух верхних слоев модели теплообмена.

В расчетах используется уравнение для изменения высоты столба воды единичной площади W в данном слое почвы:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial G_w}{\partial z} - \psi_w - Y. \quad (5.29)$$

Первый член в правой части уравнения (5.29) описывает вертикальный диффузный перенос влаги, второе слагаемое характеризует перенос влаги в нижний слой посредством гидравлической проводимости, которая играет важную роль в перераспределении влаги между верхним и нижним слоями почвы, особенно когда выпадают осадки, а третий член определяет сток грунтовых вод или поверхностный сток.

На границе раздела атмосфера–почва используется условие баланса влаги, а на нижней границе происходит сток воды, если накопленная влага в нижнем слое превышает максимально допустимое значение.

Сток воды в нижнем слое почвы рассчитывается в предположении, что влагоемкость этого слоя не может превышать максимально допустимую, которая соответствует содержанию воды 0,2 м в слое почвы глубиной 1 м. Коэффициент диффузии почвенной влаги принят постоянным и равным $\lambda_w = 2,5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$.

Расчет характеристик снежного покрова. Количество снега в его водном эквиваленте рассчитывается с помощью специального уравнения. Принято, что осадки считаются снегом, если температура воздуха в приземном слое атмосферы ниже $273,16 \text{ К}$.

Верхний квазиоднородный слой океана

При изучении естественных и антропогенных изменений климата, а также реакции атмосферы на внешние воздействия для временных масштабов от сезона до нескольких лет необходимо учитывать изменения термического режима и циркуляции Мирового океана. Вследствие огромного различия времени релаксации атмосферы и океана численный прогноз этих изменений связан с необходимостью интегрирования совместных моделей общей циркуляции атмосферы и океана на сотни лет. В целях упрощения задачи в качестве океанского блока в климатической модели ГГО используются упрощенные параметризации верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) океана: толщина слоя принимается постоянной во времени и пространстве, адвекция и

диффузия тепла учитываются неявно путем применения так называемого метода коррекции потоков.

Изменение температуры ВКС T_w описывается уравнением теплопроводности

$$C_w h_w \frac{\partial T_w}{\partial t} = G_T + Q_w. \quad (5.30)$$

Поток тепла на границе раздела атмосфера-океан G_o определяется из уравнения теплового баланса. Толщина ВКС h_w принята равной 56 м. Дополнительный член Q_w – так называемая квазидивергенция переноса тепла в океане рассчитывается априорно и характеризует приток тепла к ВКС за счет горизонтальной адвекции, диффузии и конвекции (включение этого члена в уравнение и позволяет осуществлять коррекцию потоков в океане).

В модели рассчитываются также характеристики ледяного покрова океана. При понижении температуры ВКС ниже точки замерзания морской воды $T_{wo}=271,2\text{ K}$ на поверхности океана образуется морской лед, минимальная толщина которого принимается равной 5 см. С этого момента температуры ВКС в ячейке фиксируется, и в процессе интегрирования включается термодинамическая модель морского льда, позволяющая рассчитывать эволюцию толщины и сплоченности ледяного покрова океана с учетом накопления и таяния снега на его поверхности.

При расчете потока тепла в атмосферу с поверхности океана, покрытой льдом, учитывается доля открытой воды, которая зависит от толщины ледяного покрова.

Рассмотренная выше глобальная модель общей циркуляции ГГО, созданная в 1993 г., в последние годы постоянно совершенствовалась. В процессе ее участия в международном проекте сравнения глобальных моделей общей циркуляции атмосферы *AMIP* был выявлен ряд систематических погрешностей с целью их уменьшения в модель, был внесен ряд усовершенствований в схеме расчета облачности и механизмов ее взаимодействия с радиационными потоками в атмосфере.

Быстрое развитие вычислительных ресурсов, получение архивов более точных и общедоступных климатологических данных, включая данные реанализа, позволили авторам модели увеличить разрешение модели и с применением новых методов параметризации климатообразующих физических процессов разработать новую версию глобальной модели общей циркуляции *ГГО-MGO-2*.

Новый вариант модели *MGO-2 (T 42 L 14)* является дальнейшим развитием глобальной модели *MGO-1 (T 30 L 14)*. В этом варианте модели (с усечением T 42) используется сетка с 128 узлами вдоль круга широты ($\Delta\lambda = 2,8125^\circ$) и 64 гауссовыми широтами. Среднее разрешение по горизонтали составляет ~ 220 км. Увеличение горизонтального разрешения модели привело к необходимости использования более детальных географических распределений таких характеристик, как конфигурация материков и океанов, рельеф и альbedo поверхности суши, параметр шероховатости, а также новых значений коэффициента горизонтальной диффузии и других параметров. Для интегрирования уравнений системы по времени используется двухшаговая схема с шагом 22,5 мин.

Усовершенствована схема расчета радиационных процессов в облачной атмосфере. В радиационную схему введен учет дневного хода приходящего излучения Солнца на верхней границе атмосферы. Значительные изменения внесены в схему расчета облачного покрова. Водозапас облака рассчитывается по-разному для водяных, кристаллических и смешанных облаков. Применен новый способ учета перекрывания облаков, при котором принимается во внимание вертикальная структура облака.

Существенно изменена и схема расчета процессов на поверхности суши. Термический режим трехметрового деятельного слоя почвы, разбитого на четыре слоя по вертикали, рассчитывается на основе решения уравнения теплопроводности. Водный баланс деятельного слоя почвы определяется осадками, таянием снега, испарением, деятельностью корневой системы растительности (транспирацией), а также переносом влаги в нижележащие слои путем гидравлической проводимости и вертикального диффузного обмена. Влагоемкость почвы принимается зависящей от типа почвы и вида растительного покрова. Величина поверхностного стока рассчитывается в модели с неявным учетом подсеточной неоднородности максимальной влагоемкости почвы и зависит от влагосодержания верхнего слоя почвы и количества влаги, приходящей на ее поверхность.

Для расчета конвективных процессов в атмосфере используется модифицированная схема Тидтке, достоинством которой является то, что она дает возможность учитывать различные особенности конвекции, например, условную неустойчивость в теплых секторах циклонов умеренных широт, крупномасштабную конвергенцию влаги и турбулентные притоки тепла и влаги в пограничном слое атмосферы.

В данном варианте модели использован новый полулагранжев метод решения уравнения переноса влаги в атмосфере.

Модели *MGO-1* и *MGO-2* использовались ее авторами в исследовательских и прогностических целях. Так, с помощью модели *T 30 L 14* была выявлена зависимость результатов расчетов потепления климата, обусловленного ростом концентрации CO_2 в атмосфере, от методов параметризации конвекции, играющей важную роль в формировании ОЦА и ее межгодовой изменчивости. Конвекция осуществляет вертикальный перенос скрытого и явного тепла, она перераспределяет водяной пар в атмосфере и способствует формированию облачности и осадков. Из-за малого горизонтального масштаба конвективные процессы описываются в моделях с помощью различных схем параметризации. Численные эксперименты показали, что использование схемы конвекции Куо в модели ГГО при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере вызывает глобальное потепление у поверхности Земли, равное $2,6^{\circ}C$, а при использовании схемы Аракавы-Шуберта при прочих равных условиях потепление составляет $4,3^{\circ}C$.

Модель ГГО участвовала в проектах *AMIP-I* и *AMIP-II*, целью которых является всесторонняя оценка возможностей моделей ОЦА в воспроизведении современного климата и его колебаний, а также выявление характерных систематических ошибок в моделях с целью дальнейшего их уменьшения или устранения. В частности, в результате выполнения программы *AMIP-I* выявлены следующие систематические ошибки, характерные для большинства представленных моделей:

- занижение интегрального влагосодержания атмосферы в тропической зоне и его завышение в средних и высоких широтах;
- завышение количества осадков в высоких и средних широтах зимой;
- установление более засушливого режима на континентах в средних широтах Северного полушария летом;
- слабая межгодовая изменчивость муссонной циркуляции и осадков, связанная с крупномасштабными аномалиями температуры воды в экваториальной области Тихого океана;
- значительные расхождения в расчетах региональных распределений температуры воздуха у земли для внутренних районов материков и Антарктиды.

Однако современные модели ОЦА постоянно совершенствуются и качество моделей *AMIP-II* оказалось более высоким, чем моделей *AMIP-I*. Модель ГГО использовалась в расчете характеристик тепло-

вого и водного баланса на водосборах крупных рек и показала хорошие результаты. К числу недостатков, как отмечают авторы модели, можно отнести имеющиеся погрешности в воспроизведении региональных осадков (этот недостаток присущ и другим моделям). Осадки играют важную роль. Так, при анализе термического режима и водного баланса Каспийского моря было выявлено, что определяющую роль в межгодовых колебаниях уровня моря играют изменения осадков на водосборе рек Волга и Урал.

В последние годы в ГГО, кроме работ по созданию и совершенствованию гидродинамических моделей ОЦА, важное внимание уделяется поиску их практического использования.

Сотрудниками ГГО разработан гидродинамико-статистический метод прогноза метеорологических полей на срок до месяца. Метод основан на использовании глобальной спектральной модели ОЦА (*T 30 L 14*) и идеологии ансамблевого прогноза. Ансамблевый прогноз представляет собой один из способов оценки вероятности распределения прогностических состояний на основе ограниченного набора детерминированных прогнозов и учета неопределенности в задании начального состояния. Исходные начальные поля задаются по результатам объективного анализа Гидрометцентра России, а ансамбль 11 начальных состояний формируется из исходных полей посредством специально выращиваемых возмущений. В качестве граничных условий используются наблюдаемая начальная температура поверхности океана и расчетная влажность почвы. Результаты интегрирования 28 суток осредняются по ансамблю и по периодам прогноза: 1, 1–2 и 1–4 недели. Основными прогностическими переменными являются поля геопотенциала H_{500} , температура воздуха на изобарической поверхности 850 гПа и давление на уровне моря (по сетке $2,5 \times 2,5^\circ$ для $40\text{--}90^\circ$ с.ш.), а также температура воздуха на уровне 2 м по сети станций СНГ. Прогноз составляется раз в неделю (с недельным перекрытием) и с 1 января 1999 г. ведется в оперативном режиме. Метод реализован на РС Pentium-III.

Анализ качества прогнозов показал, что рассматриваемая модель позволяет удовлетворительно прогнозировать развитие атмосферных процессов на сроки 1 и 1–2 недели. Качество этих прогнозов устойчиво превышает качество инерционного и климатического прогноза.

Выявилось также, что предсказуемость при месячном прогнозе в большей степени зависит от сигнала начального состояния и в

меньшей степени – от условий на поверхности раздела атмосфера – океан – поверхность континентов. Успешность прогнозов зависит от качества модели, ее пространственного разрешения. Использование более совершенной модели *T 42L 14* позволит более качественно рассчитывать формирование и эволюцию квазистационарных длинных волн атмосферных движений.

Рассмотренная нами модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО недавно была использована ее авторами для проведения серии из шести пар экспериментов, в которых исследовалась чувствительность климата к различным методам параметризации облачно-радиационного воздействия и вертикального переноса при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере (Мелешко и др., 2002). Каждая пара численных экспериментов включала расчеты со стандартной (330 млн^{-1}) и удвоенной (660 млн^{-1}) концентрацией CO_2 в атмосфере. Первые три пары выполнялись с вариантом модели, в котором глубокая конвекция рассчитывалась по схеме Куо; другие три пары рассчитывались по схеме конвекции Аракавы–Шуберта (А–Ш). В экспериментах с одной и той же схемой параметризации конвекции использовались разные гипотезы об изменениях облачности и ее оптических свойств при потеплении климата. Если распределение облаков и их радиационные свойства при удвоении концентрации CO_2 задавались, то глобальное потепление климата при использовании разных схем конвекции получалось достаточно близким к расчетному ($2,1^\circ \text{C}$ в схеме Куо и $2,4^\circ \text{C}$ в схеме А–Ш). Если распределение облаков и их радиационные свойства при удвоении CO_2 рассчитывались, оценки глобального потепления климата и соответствующие изменения гидрологического режима существенно зависели от схемы конвекции ($2,6^\circ \text{C}$ в схеме Куо и $4,3^\circ \text{C}$ в схеме А–Ш). Анализ показывает, что причиной указанных различий является вертикальное перераспределение облаков в низких широтах, где конвективные процессы играют исключительно важную роль в глобальном перераспределении энергии. Если изменения вертикальной структуры облаков способствуют формированию неустойчивой атмосферы, то происходят интенсификация конвекции и усиление положительной обратной связи водяного пара, что, в свою очередь, может вызывать дальнейшее усиление положительной облачно-радиационной обратной связи. В процессе экспериментов выяснилось, что большое влияние на потепление климата в высоких широтах оказывает рост содержания водяного пара и оптической плотности облаков. Их вклад оказывается соизмеримым

со вкладом обратной связи альбедо поверхности Земли, обусловленной изменением площади снежного покрова и морского льда.

Произведена оценка возможных изменений климата на период до 2050 г., обусловленных ростом концентрации CO_2 в атмосфере по сценарию, в котором не предусматривается ограничение на выбросы парниковых газов (к 2070 г. будет достигнуто удвоение концентрации CO_2 по отношению к доиндустриальному периоду). В модели использован шаг сетки 550 км. Согласно расчетам наибольший рост температуры наблюдается зимой ($3\text{--}4^\circ\text{C}$) в высоких широтах, в средних же ее рост может происходить преимущественно на континентах ($1\text{--}2^\circ\text{C}$), включая всю территорию России. Летом рост температуры у земли практически отсутствует в полярной области и не превышает 1°C на большей части континентов в средних широтах.

К 2050 г. в результате роста концентрации CO_2 в атмосфере ожидается преимущественный рост зимних осадков в средних широтах, а летом – уменьшение интенсивности осадков на значительной части Евразии и Северной Америки.

В результате повышения температуры воздуха у земли в высоких широтах толщина ледяного покрова оказывается меньшей во всем полярном бассейне в течение всего года с максимумом уменьшения в канадском секторе Арктики.

В заключение приведем данные моделирования современного климата, полученные авторами модели. В таблице 5.3 приводятся средние за год глобальные характеристики климата, полученные по данным наблюдений и рассчитанные с помощью модели атмосферы T 21 L 14 и верхнего слоя океана с учетом стандартной концентрации CO_2 в атмосфере.

Т а б л и ц а 5.3

Средние за год глобальные характеристики атмосферы, полученные в модели климата при стандартной концентрации CO_2 в атмосфере

Характеристика	Конвекция Куо	Конвекция А-Ш	Данные наблюдений
$T_s, ^\circ\text{C}$	12,3	16,1	14,2
$P, \text{мм/сут}$	3,05	2,55	2,65
$W, \text{мм}$	24,0	23,6	24,5
$N, \text{балл}$	5,9	6,2	6,0
$A_{pL}, \%$	30,8	30,6	30,0
$Q-Q_c, \text{Вт/м}^2$	-46,3	-45,5	-48,6
$F-F_c, \text{Вт/м}^2$	29,0	32,4	30,5
$CRF, \text{Вт/м}^2$	-17,3	-13,1	-18,1

Здесь T_s – температура воздуха на высоте 2 м; P – интенсивность осадков, W – полное влагосодержание в столбе атмосферы; N – полная облачность; Ap_L – планетарное альбедо; Q – поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы; F – поток инфракрасной радиации на верхней границе атмосферы (индекс C указывает на условия ясного неба); $CPF = (Q - Q_c) + (F + F_c)$. Нисходящие потоки считаются положительными, а восходящие – отрицательными.

Различают облачно-радиационное воздействие для солнечной $(Q - Q_c)$ и инфракрасной радиации $(F + F_c)$. Понятие облачно-радиационного воздействия (CRF) характеризует изменение радиационных потоков на верхней границе атмосферы под влиянием облачности.

Сравнения расчетных характеристик климата показывают, что они несколько различаются между собой и с данными наблюдений при использовании разных схем конвекции (табл. 5.3).

5.2 Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН

Краткое содержание модели излагается согласно работе (Алексеев, Володин, Дымников, Лыкосов, 1998).

Динамика модели

Динамика модели основана на системе полных нелинейных уравнений гидродинамики атмосферы в форме Громеки-Лэмба на сфере с использованием вертикальной σ -координаты. Разностный алгоритм обладает свойствами сохранения полной энергии и потенциальной энтропии (квадрата вихря) в приближении уравнений мелкой воды, а также массы атмосферы и массы влаги при адиабатических и недиссипативных процессах. Уравнения динамики модели имеют следующий вид:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(-\Omega \pi v \cos \varphi + \frac{\partial}{\partial \lambda} (\Phi + K) + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} \right) + \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = F_u,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \Omega \pi u + \frac{1}{a} \left(\frac{\partial}{\partial \varphi} (\Phi + K) + \frac{RT}{\pi} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} \right) + \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = F_v,$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \varphi} + \frac{\partial \dot{\sigma} T}{\partial \sigma} - \frac{RT}{C_p \pi \sigma} \left(\pi \dot{\sigma} + \sigma \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \pi}{\partial \varphi} \right) \right) = F_T, \quad (5.31)$$

$$\frac{\partial \pi Q}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u \pi Q}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \varphi \pi Q}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \dot{\sigma} \pi Q}{\partial \sigma} = \pi F_q,$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \varphi} \int_0^1 \left(\frac{\partial \pi u}{\partial \lambda} + \frac{\partial \pi v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) = 0,$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma},$$

$$\Omega = \frac{1}{\pi} \left(f + \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial u \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) \right),$$

$$K = (u^2 + v^2)/2,$$

где λ – долгота, θ – широта, ζ – вертикальная координата, $\zeta = p/\pi$, p – давление, π – его значение на поверхности Земли, t – время, T – абсолютная температура, u – зональная составляющая, v – меридиональная составляющая скорости ветра, Q – удельная влажность воздуха, f – параметр Кориолиса ($f = 2\omega \sin \varphi$, ω – угловая скорость вращения Земли), Φ – геопотенциал, $\Phi = gz$ (g – ускорение свободного падения, z – высота над уровнем моря), R – газовая постоянная воздуха, c_p – его теплоемкость при постоянном давлении, F_u , F_v , F_T и F_q – физические тенденции изменения импульса, температуры и влаги.

В качестве краевых условий для динамического оператора ставятся условия периодичности по долготе, а также условие ограниченности решения на полюсах. По вертикали ставятся следующие краевые условия: $\dot{\sigma} = 0$ при $\sigma = 0$ и $\sigma = 1$, $\Phi_s = gz_s$ при $\sigma = 1$, где z_s – превышение земной поверхности над уровнем моря.

Разностная аппроксимация пространственного оператора по горизонтали выполнена на сдвинутой C – сетке Аракавы, регулярной по долготе и широте. Шаг сетки вдоль кругов широты $\Delta\lambda = 5^\circ$, вдоль меридианов $\Delta\theta = 4^\circ$, по вертикали 21 уровень. Значения этих уровней в ζ – координатах приведены в табл. 5.4.

Разностная схема по пространству имеет второй порядок точности. Интегрирование по времени производится по полунеявной схеме.

Система уравнений (5.31) аппроксимировалась в разностном виде. При этом число уровней по вертикали – 21, число узлов вдоль широты – 46, число узлов вдоль долготы – 72.

Т а б л и ц а 5.4

Значения вертикальных уровней модели в ζ – координатах
и их высоты z_k в километрах для стандартной атмосферы

К	σ_k	z_k	К	σ_k	z_k	К	σ_k	z_k
1	0,01	31,48	8	0,170	12,77	15	0,700	2,91
2	0,016	28,43	9	0,230	10,84	16	0,780	2,05
3	0,0256	24,89	10	0,300	9,09	17	0,850	1,36
4	0,041	21,84	11	0,380	7,48	18	0,910	0,80
5	0,065	18,89	12	0,460	6,10	19	0,950	0,44
6	0,090	16,82	13	0,540	4,91	20	0,975	0,22
7	0,120	14,98	14	0,620	3,86	21	0,993	0,06

При разностном дифференцировании по вертикали опускаются все члены, содержащие σ на верхней и нижней границах. При дифференцировании по долготе используются условия периодичности, при дифференцировании по широте на полюсах опускаются все члены вида $X_p \cos \varphi_p$, где X – ограниченная на полюсе величина, а θ_p – широта Северного и Южного полюсов.

Шаг по времени принят равным 15 минутам. Схема интегрирования по времени представляет собой трехслойную схему «чехарды».

Уравнение $\frac{\partial \varphi}{\partial t} = F(\varphi)$ имеет следующую аппроксимацию:

$$\varphi^{n+1} = \varphi^{n-1} + 2\tau F(\varphi^n), \quad (5.32)$$

где $F(\theta^n)$ – адиабатические тенденции вместе с полунеявными добавками для всех переменных.

Для подавления двухшаговой моды при численном интегрировании применяется временной фильтр Роберта, Асселина:

$$\hat{x}^n = x^n + \alpha(x^{n+1} - 2x^n + x^{n-1}) \text{ с параметром } \alpha = 0,1.$$

Пограничный слой атмосферы

Пограничный слой атмосферы (ПСА) толщиной ~ 1 км в модели условно разбит на две области – непосредственно примыкающий к подстилающей поверхности слой постоянных потоков и расположенный над ним (переходный к свободной атмосфере) слой. Всего в пограничном слое (ПС) расположены 6 модельных уровней, причем ближайший из них к поверхности земли принят в качестве верхней границы слоя постоянных потоков. Динамика ПС в его переходной к свободной атмосфере области описывается теми же самыми уравне-

ниями, что и динамика свободной атмосферы, но с включением дополнительных слагаемых, представляющих собой вертикальный турбулентный перенос соответствующей субстанции. При этом используется восходящее к работе Буссинеска турбулентное замыкание

$$\overline{\psi' \omega'} = -K_\psi \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (5.33)$$

где ψ – любая из метеорологических переменных, ω – вертикальная скорость, z – высота, черта сверху является знаком турбулентного осреднения, штрихи означают отклонения от этих средних (турбулентные флуктуации).

С помощью соотношения (5.33) турбулентный поток выражен через характеристики осредненного течения, величина K_ψ имеет смысл коэффициента турбулентной вязкости, теплопроводности и диффузии.

Слой постоянных потоков

Турбулентные потоки импульса (τ_λ , τ_v), явного H_S и скрытого тепла LE_S на поверхности Земли, определяются с помощью аэродинамического метода:

$$\begin{aligned} \tau_\lambda &= \overline{\rho u' w'} = -\rho_h C_D V_h u_h, & \tau_v &= \overline{\rho v' w'} = -\rho_h C_D V_h v_h, \\ H_S &= c_p \overline{\rho \Theta' w'} = -c_p \rho_h C_H V_h (\Theta_h - \Theta_s), \\ LE_S &= L \overline{\rho q' w'} = -L \rho_h C_E V_h (q_h - r q_{\max}(P_S, T_S)), \end{aligned} \quad (5.34)$$

где $V = (u^2 + v^2)^{1/2}$, ρ – плотность, Θ – потенциальная температура, r – относительная влажность, q_{\max} – насыщающее значение удельной влажности, C_D , C_H , C_E – коэффициенты сопротивления, тепло- и влагообмена, соответственно, L – скрытая теплота испарения. Индекс h указывает, что соответствующие величины рассчитываются на верхней границе подслоя постоянных потоков ($h = 7$ м), индекс s относится к функциям, определенным при $\sigma = 1$.

Коэффициенты сопротивления C_D и тепловлагообмена $C_H = C_E$ связаны с интегральными коэффициентами переноса C_m и $C_\Theta = C_q$ соотношениями

$$C_D = C_m^2, \quad C_H = C_m C_\Theta, \quad C_E = C_m C_q. \quad (5.35)$$

Интегральные коэффициенты переноса в соответствии с теорией подобия Монино-Обухова представляются в виде

$$C_\psi = \alpha_\psi K / f \psi, \quad \alpha_\psi = K_\psi / K_m, \quad (\psi = m, \Theta, q), \quad (5.36)$$

где f_m , f_Θ , f_q – универсальные функции, K – постоянная Кармана, K_m , K_Θ , K_q – коэффициенты вертикального турбулентного обмена для импульса, тепла и влаги, соответственно, α_ψ – отношение коэффициентов турбулентного обмена при безразличной стратификации. Универсальные функции f_ψ представляют собой комбинацию получивших широкое распространение эмпирических интерполяционных функций Бусинджера – Дайера с законом «степени – 1/3». Используемые функции асимптотически описывают режим свободной конвекции и позволяют избежать нереально заниженных значений турбулентных потоков при малых скоростях ветра.

Шероховатость подстилающей поверхности предполагается различной при расчете универсальных функций для импульса тепла и влаги. Для суши и льдов параметр динамической шероховатости z_m считается неизменным во времени, но зависящим от широты и долготы. Для океанской поверхности величина z_m вычисляется по формулам Зилитинкевича

$$z_m = 0,111\nu/u_* + 0,0144 u_*^2 / g, \quad (5.37)$$

параметрически учитывая то, что морская поверхность является не полностью шероховатой (ν – коэффициент молекулярной вязкости воздуха). Для расчета «термической шероховатости» z_Θ используются следующие соотношения:

$$\ln(z_m / z_\Theta) = \begin{cases} -2,43 & \text{при } Re \leq 0,111, \\ 0,83 \ln(Re) - 0,6 & \text{при } 0,111 \leq Re \leq 16,3, \\ 0,49 Re^{0,45} & \text{при } Re \geq 16,3, \end{cases}$$

$$\text{где } Re = u_* z_m / \nu. \quad (5.38)$$

Переходный слой. Вертикальная диффузия

Для расчета коэффициентов турбулентности K_ψ в уравнении (5.33) в модели используется известное соотношение

$$K_\psi = l_\psi^2 \left| \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \right| F_\psi(Ri), \quad (5.39)$$

где l_ψ – масштаб турбулентности, а F_ψ – «универсальная» безразмерная функция числа Ричардсона, определяющаяся на основе теоретических рассуждений и экспериментальных данных. Функция F_ψ стремится к 1 в случае нейтральной стратификации ($Ri=0$), имеет линейную зависимость от Ri при сильной устойчивости ($Ri > 0$) и отра-

жает асимптотику режима свободной конвекции в случае неустойчивой стратификации ($Ri < 0$).

Для расчета масштаба турбулентности l_ψ использовано модифицированное соотношение типа формулы Блэкадара:

$$l_\psi = \frac{kz}{1 + kz/l_{\psi\infty}} F_l(Ri, z/h_{bl}); \quad (5.40)$$

$$F_l = \begin{cases} 1 - z/z_i, & \text{если } Ri > 0, \\ 1, & \text{если } Ri \leq 0, \end{cases}$$

в котором асимптотически учтено, что $l_\psi \approx kz$ при $z \rightarrow 0$, $l_\psi \rightarrow l_{\psi\infty}$ в случае нейтральной или неустойчивой стратификации и $l_\psi \rightarrow 0$ при $z \rightarrow h_{bl}$ (h_{bl} – высота пограничного слоя).

В качестве высоты ПС выбирается следующая величина:

$$h_{bl} = \max(h_d, h_c),$$

$h_d = u_* / 2f$ – толщина слоя Экмана, а высота конвективного пограничного слоя h_c определена как ближайший к поверхности Земли уровень, на котором $\Theta_v > \Theta_{v,13}$ ($\Theta_v = \Theta(1 + 0,61q)$ – эквивалентно-потенциальная температура. На верхней границе ПС предполагается отсутствие турбулентных потоков всех рассматриваемых в модели прогнозистических переменных:

$$K_\psi \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_{z=h_{bl}} = 0. \quad (5.42)$$

Параметризация процессов в почве и у ее поверхности

При математическом описании тепло-, влагопереноса в почве все физические процессы предполагаются одномерными, поскольку вертикальные градиенты температуры и влаги в различных ее состояниях, как правило, значительно превосходят горизонтальные. Перенос тепла и влаги носит при этом диффузионный и взаимосвязанный характер; поток каждой субстанции (температура, водяной пар, жидкая влага) обусловлен не только наличием соответствующего градиента, но вызывается также неравномерностью распределения других характеристик состояния почвы. Уравнения тепло-, влагопереноса в почве с учетом корневой системы растительности могут быть записаны следующим образом:

$$\rho C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_T \frac{\partial T}{\partial z} + L_i F_i - L_v F_v, \quad (5.43)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_w \left(\frac{\partial W}{\partial z} + \delta \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_i - F_v - R_f - R_r, \quad (5.44)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_v \frac{\partial V}{\partial z} + F_v, \quad (5.45)$$

$$\frac{\partial I}{\partial t} = F_i. \quad (5.46)$$

Здесь t – время, с; z – направленная вверх вертикальная координата, см; T – температура, °С; W – количество жидкой влаги в долях от веса сухой почвы, г/г; V – количество водяного пара, г/г; I – количество льда, г/г; λ_T – коэффициент теплопроводности, кал/(гК); λ_w и λ_v – коэффициенты диффузии воды и водяного пара, соответственно, см²/с; δ – коэффициент термо-, влагопроводности за счет градиента температуры, К⁻¹; ρ – плотность почвы, г/см³; C – ее теплоемкость, кал/(гК); γ – скорость инфильтрации воды под действием силы тяжести, см/с; F_i – скорость изменения количества жидкой влаги и льда за счет процессов замерзания / таяния, с⁻¹; F_v – скорость изменения содержания водяного пара и воды за счет процессов испарения/конденсации, с⁻¹; R_f – изменение влагосодержания за счет горизонтального стока воды, с⁻¹; R_r – скорость всасывания воды корневой системой растительности, с⁻¹. Уравнения решаются в слое $(0, -H)$, где H соответствует горизонту в почве, на котором отсутствуют внутрисезонные изменения температуры.

Если поверхность почвы покрыта снегом толщиной h , то для описания процесса теплопереноса в слое $(0, h)$ используется уравнение переноса тепла

$$\rho_{Sn} C_{Sn} \frac{\partial T_{Sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{Sn} \frac{\partial T_{Sn}}{\partial z}, \quad (5.47)$$

в котором T_{Sn} – температура снега, а ρ_{Sn} , C_{Sn} и λ_{Sn} представляют собой его плотность, теплоемкость и коэффициент теплопроводности, соответственно.

Граничные условия. На верхней границе $z = h$, если почва покрыта снегом, или $z = 0$ в случае его отсутствия, предполагаются заданными температура подстилающей поверхности, количество водяного пара в воздухе и поток жидкой влаги, обусловленный дождевыми осадками, таянием снега и испарением с поверхности почвы. На нижней границе расчетной области $z = -H$ задаются климатическое распределение температуры почвы и отсутствие диффузионных потоков воды и пара.

Модель реализовалась численным методом, шаг по времени принят равным 1 часу, использовались 23 горизонта с глубинами в 1, 2, 4, 8, 15, 25500 и 1000 см.

В модели приняты следующие значения физических констант: плотность сухой почвы – $\rho = 1,2 \text{ г/см}^3$; плотность воды – $\rho_w = 1 \text{ г/см}^3$; удельная теплота плавления – $L_i = 80 \text{ кал/г}$; удельная теплота парообразования – $L_v = 600 \text{ кал/г}$; удельная теплоемкость сухой почвы – $C_g = 0,2 \text{ кал/(гК)}$, воды – $C_w = 1,0 \text{ кал/(гК)}$ и льда – $C_i = 0,5 \text{ кал/(гК)}$; коэффициент термо-, влагопроводности – $\delta = 0,01 \text{ К}^{-1}$; коэффициент диффузии водяного пара – $\lambda_v = 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$.

Температура поверхности суши или снега T_s в предположении, что скорость изменения со временем теплосодержания верхнего слоя почвы определяется бюджетом потоков тепла,

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1 - \alpha)S - \varepsilon \sigma_{SB} T_s^4 - L_v E - H + B, \quad (5.48)$$

где S – приходящая коротковолновая радиация, $\varepsilon \sigma_{SB} T_s^4$ – излученная длинноволновая радиация, $L_v E$ – поток скрытого тепла, H – поток явного тепла, B – поток тепла в почву, σ_{SB} – постоянная Стефана – Больцмана, ε – коэффициент серости, α – альбедо поверхности.

В рассмотренной схеме тепло-, влагопереноса в системе «растительность – почва» основное внимание уделено процессу испарения. Предполагается, что какая-либо приписанная к суше ячейка конечно-разностной сетки в модели ОЦА может включать участки оголенной почвы, покрытые снегом, занятые внутренними водами, содержащие сухую и увлажненную растительность различных типов.

В модели использовано 8 различных типов почв с различным содержанием песка, глины и органики.

В каждом узле сетки задавался преобладающий тип растительности. Перечень их таков: тропический лес; лиственный листопадный лес; смешанный лес; хвойный лес; лиственный лес; деревья саванны; трава; лиственные кусты с травой; лиственные кусты с открытой почвой; тундра; возделываемые травянистые культуры с отдельными деревьями (11 типов).

Конвекция и конденсация

В модели реализованы два вида влажного конвективного приспособления. Если температура воздуха на нижнем уровне меньше $T = 287,15 \text{ К}$, то при условии, что воздух с $K+1$ уровня может всплыть

до уровня K , проводится согласование температуры и влаги на этих двух уровнях.

Конвективное приспособление

На входе задаются вертикальные распределения температуры и влажности на текущем шаге, на выходе получаются измененные профили температуры и влажности, а также конвективные осадки.

Проводится сначала сухое конвективное согласование. Если $\gamma > \gamma_a$, то

$$T_{K+1}^{new} = (T_{K+1} + T_K + \gamma_a (P_{K+1} - P_K)) / 2,$$

$$T_K^{new} = (T_{K+1} + T_K - \gamma_a (P_{K+1} - P_K)) / 2.$$

Затем проводится влажное конвективное согласование. Если $\gamma > \gamma_{BA}$ и $R_K > R_{cr}$, $R_{K+1} > R_{cr}$, а R_K – относительная влажность на соответствующем уровне, $R_{cr} = 0,7$, то вычисляются конвективные осадки

$$M_k = \frac{(Q_{max})_{K+1} (R_{K+1} - R_{cr}) + (Q_{max})_K (R_K - R_{cr})}{1 + 3,5 (Q_{max})_{K+1/2} (L / C_p T_{K+1/2})^2} \quad (5.49)$$

и новые значения температуры и влажности

$$T_{K+1}^{new} = (1 + A_5) (2T_{K+1/2} + LM_K / Cp) / 2,$$

$$T_K^{new} = (1 - A_5) T_{K+1}^{new} / (1 + A_5),$$

$$Q_{K+1}^{new} = Q_{K+1} + Q_K - R_{cr} (Q_{max}^{new})_K - M_K,$$

$$Q_K^{new} = R_{cr} (Q_{max}^{new})_K, \quad (5.50)$$

где $A_5 = \gamma_{BA} (P_{K+1} - P_K) / (T_{K+1} + T_K)$.

Эта процедура выполняется снизу вверх по всему столбу воздуха последовательно, за исключением граничных слоев.

Если же $T_{Kl} > 287,15K$, то работает проникающая конвекция. Индексом b обозначаются величины на нижней границе конвективного слоя, m – на уровне таяния, t – на верхней границе конвективного слоя, r – реперные величины.

Если воздух может всплыть с уровня K_b до уровня K_t и при этом $K_t < 8$, то работает глубокая конвекция. Мелкая конвекция может работать в этой версии модели с 12 по 8 уровень и работает, если в столбе воздуха есть влажная неустойчивость, но глубокая конвекция не работает из-за того, что верхняя граница конвективного слоя находится слишком низко или для ее работы недостаточно влаги.

Тенденции T и Q от мелкой конвекции выглядят так же, как и от глубокой:

$$T_{new} = T_{old} + (T_r - T_{old})\Delta t / \tau,$$

$$Q_{new} = Q_{old} + (Q_r - Q_{old})\Delta t / \tau,$$

где Δt – шаг по времени, с которым вызывается конвекция (1 час), а τ – характерное время глубокой конвекции (12 часов).

Если в каком-либо узле сетки модели влажность воздуха Q превышает значение насыщенной

$$Q_{\max}(T, P) = C_1 \exp(C_2(T - T_{\text{melt}})/(T - C_3))/P, \quad (5.51)$$

где T – температура в градусах Кельвина, P – давление в миллибарах, $C_1=3,799 \cdot 10^{-3}$, $C_2=17,26$, $T_{\text{melt}}=273,16$, $C_3=35,86$, то вычисляется количество выпавших осадков RAIN (см) и изменения температуры ΔT и влажности Q :

$$\Delta T = -\frac{L}{C_p} \Delta Q,$$

$$\text{RAIN} = \sum_{k=1}^{\tau} -\Delta Q \Delta \sigma_k \cdot 10^4 \text{ p/g}.$$

Здесь L – удельная теплота конденсации, C_p – удельная теплоемкость,

$$\frac{dQ_{\max}(T, p)}{dT} = C_4 Q_{\max}(T, P)/(T - C_3)^2,$$

$C_4=4098$.

Указанная процедура в модели в случае ненулевой конденсации проводится трижды.

Ниже места, где конденсируются крупномасштабные осадки, вычисляется их испарение. При этом количество выпавшей влаги уменьшается, изменяются температура и влага воздуха.

Радиация

Радиационные источники тепла в модели формируются в результате взаимодействия теплового и солнечного излучения с атмосферными газами, аэрозолями, облаками и с подстилающей поверхностью. Из поглощающих газовых компонент атмосферы в модель включены H_2O , CO_2 , O_3 , O_2 , CH_4 , N_2O . Из них водяной пар является элементом динамического моделирования, остальные газы и аэрозоль присутствуют в модели в качестве фоновых. Происхождение облаков обуславливается конвективными и крупномасштабными процессами, по составу допускаются жидкокапельные, кристаллические или смешанные типы облаков, по мощности они могут занимать несколько модельных

слоев по всей тропосфере. Радиационный блок является многоспектральным: в тепловой области спектра рассматриваются отдельно 10 спектральных участков, в солнечной – 18. Верхняя граница модели может быть расположена до высоты примерно 50 км, число атмосферных вертикальных уровней может достигать 20–30. В модель включены суточный и сезонный ходы высоты Солнца.

Параметризация облачности

Количество конвективных облаков в модели определяется по количеству конвективных осадков $P_{\text{конв.}}$:

$$C_{\text{конв}} = a + b \ln(1,0 + P_{\text{конв}}), \quad (5.54)$$

$$a = 0,20, b = 0,125.$$

Границы расположения этих облаков по высоте определяются областью конвективной активности.

Количество крупномасштабных облаков в модели параметризуется через относительную влажность:

$$C_{\text{круп}} = \left\lfloor \max \left(\frac{RH - RH_{\text{cr}}}{1 - RH_{\text{cr}}}, 0.0 \right) \right\rfloor, \quad (5.55)$$

где RH – относительная влажность на любом модельном уровне, RH_{cr} – критическая относительная влажность. Для отдельных ярусов введены следующие границы: выше 400 мб – верхний ярус, ниже 700 мб – нижний ярус, между ними – средний. Значения критической влажности фиксированы по ярусам сверху вниз равными 0,77, 0,75, 0,87. Формулы, связывающие крупномасштабные облака с относительной влажностью, как правило, эффективно срабатывают лишь в средних и высоких широтах.

Тепловое излучение

Для расчета нисходящих и восходящих потоков теплового излучения в модельной атмосфере используются формулы

$$\begin{aligned} F_{\Delta\nu}^{\downarrow}(P) &= - \int_0^P B_{\Delta\nu}[T(P')] \frac{\partial \tau_{\Delta\nu}(P, P')}{\partial P'} dp', \\ F_{\Delta\nu}^{\uparrow}(P) &= B_{gr} \tau_{\Delta\nu}(P, P_s) + \int_P^{P_s} B_{\Delta\nu}[T(P')] \frac{\partial \tau_{\Delta\nu}(P, P')}{\partial P'} dp', \\ B_{gr} &= \delta_{\Delta\nu} B_{\Delta\nu}(T_s) + (1 - \delta_{\Delta\nu}) F_{\Delta\nu}^{\downarrow}(P_s), \end{aligned} \quad (5.56)$$

где P, P_s – давление в атмосфере и на подстилающей поверхности, $T_s, \delta_{\Delta\nu}$ – температура и излучательная способность этой поверхности, $B_{\Delta\nu}(T)$ – функция Планка, проинтегрированная по спектральному участку $\Delta\nu$, $\tau_{\Delta\nu}(P, P')$ – функция пропускания диффузного излучения между уровнями P и P' .

Вся длинноволновая часть спектра разбита на 10 интервалов $\Delta\nu$ согласно результатам построения функций пропускания атмосферных газов.

Функции пропускания водяного пара, углекислого газа, а также континуальное поглощение водяным паром представлены в виде k -распределений:

$$\tau(W) = \sum_{i=1}^6 C_i \exp(-1,66k_i W), \quad (5.57)$$

где W – эффективная масса поглощающего вещества в слое (P, P') , определенная с учетом профилей температуры и давления в этом слое.

С помощью изложенной методики рассчитываются потоки нисходящего и восходящего излучений в каждом из спектральных участков тепловой области. Суммируя их по всем 10 участкам, получают нужные потоки $F_n^\downarrow, F_n^\uparrow$ для всего теплового диапазона. Затем определяются полные (эффективные) потоки $F = F^\uparrow - F^\downarrow$, а затем и притоки к слоям.

Солнечное нагревание

Для расчета потоков радиации в солнечном спектре используются приближенные схемы учета эффектов рассеяния и поглощения в атмосфере на основе метода δ -Эдингтона. Поглощающие компоненты в атмосфере представлены H_2O , CO_2 , O_3 , O_2 , аэрозолем, облаками. В модель включены релеевское и аэрозольное рассеяния, рассеяние в облаках, отражение от подстилающей поверхности. Солнечный спектр разбивается на 4 интервала. В табл. 5.4 приведены значения границ интервалов (мкм), доли (%) солнечной энергии в них, перечень поглощающих газовых компонент.

Т а б л и ц а 5.4

Номер интервала	Спектральная ширина (мкм)	Поглощающие компоненты	Доля солнечной энергии (%)
1	0,20–0,69	O_3	46
2	0,69–1,19	H_2O, O_2	33
3	1,19–2,38	H_2O	18
4	2,38–5,00	H_2O, CO_2	3

Предполагается, что в каждом из 4 интервалов известны вертикальные распределения оптических толщин атмосферных слоев для релеевского рассеяния и аэрозольного ослабления.

После определения оптических характеристик атмосферных слоев рассчитываются потоки и притоки радиации в солнечном спектре с помощью метода δ -Эдингтона. Для этого используется система двух линейных дифференциальных уравнений для потоков нисходящей D и восходящей U радиации в отдельном спектральном интервале:

$$\begin{aligned}\frac{dD}{d\tau} &= \gamma_2 V - \gamma_1 D + f_1, \\ \frac{dU}{d\tau} &= \gamma_1 V - \gamma_2 D + f_2, \\ f_1 &= \pi S_0 \omega \gamma_4 e^{-\tau/\mu_0}, \\ f_2 &= -\pi S_0 \omega \gamma_3 e^{-\tau/\mu_0}\end{aligned}\tag{5.58}$$

с граничными условиями при $\tau = 0$ и $\tau = \tau_0$, соответственно:

$$D_1 = 0, \quad U_{L+1} = A_{dif} D_{L+1} + A_{dir} \pi S_0 \mu_0 e^{-\tau_0/\mu_0}.$$

Здесь A_{dir} и A_{dif} – альбедо подстилающей поверхности для прямого и диффузного излучений, S_0 – доля солнечной энергии в рассматриваемом интервале, μ_0 – косинус зенитного угла Солнца, η_0 – полная оптическая толщина атмосферы с учетом всех компонент ослабления, свойственных для данного спектрального интервала, η – оптическая толщина атмосферы, рассчитываемая от верхней границы атмосферы до данного уровня, $L = N - 1$ – число слоев в радиационном блоке модели.

Задача решается приближенным способом. В результате решения системы определяются направленные потоки U и D и полные притоки тепла к отдельным слоям.

В модели выполнена параметризация гравитационно-волнового сопротивления. Учитываются горизонтальные диффузии импульса, тепла и влаги.

Моделирование климата 1979–1995 гг. по программе AMIP 2

Описание численного эксперимента и методов обработки результатов. Для получения климата в модели были использованы данные расчета на 17 лет в рамках эксперимента AMIP 2. При этом ТПО и распределение морских льдов задавались реально наблюдавшимися в 1979–1995 гг., учитывался суточный и годовой ход Солнца, концентрация радиационно-активных газов во время счета не менялась. Рас-

чет начинался с начальных данных, согласованных с моделью. Для сравнения в качестве наблюдений использовались данные реанализа NCEP/NCAR за 1982–1994 гг.

При осреднении по времени динамических переменных использовались значения в 0, 6, 12 и 18 часов, а при осреднении остальных величин – их значения с интервалом в 1 час.

Сравнение наблюдаемого и модельного климата

В модели рассчитаны географические поля давления на уровне моря, геопотенциала, скорости ветра, температуры, удельной влажности, осадков, облачности и др. Сравнение вычисленных и фактических данных показало следующее.

Так, анализ среднего распределения давления на уровне моря показал, что в январе максимальные ошибки в давлении возникают в Северном полушарии над Тихим океаном и востоком Азии. Алеутский минимум в модели сдвинут к северо-западу по сравнению с наблюдаемым, а сибирский антициклон не распространяется на крайний северо-восток Азии, из-за чего возникают ошибки до 10–14 мб. Над западом Евразии ошибки достигают 6 мб. В июле занижение давления до 10 мб возникает только над центральными районами США.

Ошибки в поле высоты поверхности 500 мб в январе в основном повторяют ошибки в давлении и связаны с более западным расположением гребней над западом Америки и востоком Атлантики в модели, чем в природе. В то же время из-за некоторого занижения в модели температуры тропосферы в тропиках и субтропиках Южного полушария отмечается систематическое занижение высоты. В июле систематическое занижение высоты поверхности 500 мб на 20–80 м отмечается почти на всех широтах.

Поле скорости ветра на уровне 200 мб воспроизводится хорошо. В январе максимальные ошибки сосредоточены над умеренными широтами Тихого океана и обусловлены сдвигом положения стационарных волн. Это проявляется в занижении скорости субтропического струйного течения вблизи Японии примерно на 10 м/с и более северном положении этого течения. В июле отмечаются расхождения между рассчитанными и фактическими значениями в южных субтропиках и вблизи экватора.

На уровне 850 мб в январе максимальные ошибки также расположены над Тихим океаном, где западные ветры в средних широтах

расположены несколько севернее наблюдаемых. Над Европой, наоборот, максимум западных ветров сдвинут к югу по отношению к наблюдаемому. В тропиках и субтропиках ошибки практически везде меньше 5 м/с. В июле ошибки также почти везде невелики.

В поле температуры на уровне 500 мб основной ошибкой является систематическое занижение температуры в средних и высоких широтах на 2–4 градуса, независимо от сезона. В тропиках температура ниже наблюдаемой не более, чем на 2°.

Температура воздуха на уровне 850 мб в модели воспроизводится довольно точно. Ошибки отмечаются в южных субтропиках – занижение температуры на 2°, над большей частью Азии наблюдается завышение температуры на 2–4°.

Анализ распределения удельной влажности на уровнях 500 и 850 мб показал, что в тропиках влага в среднем немного завышена по отношению к наблюдениям, а в средних широтах – чуть занижена.

Анализ полей осадков показал, что они рассчитываются в модели неплохо. Ошибки могут возникать из-за погрешностей в вычислении тепловых и влажностных характеристик.

В модели получено распределение температуры воздуха на уровне 2 м. Согласие с фактическими данными хорошее. Наиболее заметные ошибки возникают в январе в Евразии в широтном поясе 35–45° с.ш., а также на крайнем востоке Азии (завышение температуры на 2–8° из-за динамических причин). Ошибки в Антарктиде на 2–8° обусловлены ошибками в вычислении компонент теплового баланса на поверхности. В июле отмечается завышение температуры в США, на Канадском архипелаге и арктическом побережье Азии до 4–8°.

Сравнение распределения облачности модельной и по данным наблюдений показывает, что там, где облачность маленькая, результаты совпадают. Несколько хуже обстоит дело с районами большой облачности (завышение облачности в Азии зимой, занижение облачности в модели в умеренных широтах Южного полушария над океанами, то же в июле в умеренных широтах над океанами). Авторы делают вывод: облачность завышена в местах, где работает глубокая конвекция; плохо описываются слоистые облака, возможно, из-за того, что они тонкие и для правильного описания требуют лучшего вертикального разрешения.

Зонально осредненные поля

Анализ зонально осредненных величин поля U -скорости показывает, что ниже уровня 200 мб ошибки в зональной скорости невелики и не превышают 2–4 м/с, однако в стратосфере вне зависимости от сезона они достигают 20 м/с. В обоих полушариях максимумы субтропических струйных течений находятся в модели на большей высоте, чем по данным наблюдений, в умеренных широтах в стратосфере западный ветер сильнее наблюдаемого. Напротив, стратосферные течения полярной ночи несколько слабее наблюдаемых. Такие ошибки в поле скорости согласуются с ошибками в поле температуры. В тропиках вблизи уровня 100 мб в модели происходит завышение температуры до 10° , а в умеренных и высоких широтах в верхней тропосфере и стратосфере температура несколько занижается. Занижение температуры около 2° происходит и в более нижних слоях тропосферы в умеренных и высоких широтах. В тропиках ниже 300 мб температура близка к наблюдаемой. Наличие ошибок выше 300 мб трудно объяснить, они присущи практически всем моделям.

Модель немного занижает величины вертикальных и меридиональных движений при правильном их широтном расположении.

Анализ распределения удельной и относительной влажности воздуха показывает, что там, где работает проникающая конвекция (в тропиках), а в июле и в средних широтах Северного полушария, в средней и нижней тропосфере количество удельной влаги несколько завышено по сравнению с наблюдаемым. В остальных случаях количество удельной влаги примерно равно наблюдаемому. Выяснилось, что в тропосфере почти повсюду относительная влажность по данным модели несколько больше, чем по наблюдениям, за исключением мест в непосредственной близости от поверхности Земли, а также области около 30° южной и северной широты. В этих местах данные модели и наблюдений близки друг к другу. Относительная влажность в модели близка к наблюдаемой там, где конденсация невелика.

Сравнение источников тепла в атмосфере, по данным модели и реанализа, показывает, что источник тепла от конвекции и конденсации приводит к модели в нижней тропосфере к большему нагреву, а в средней и верхней — к меньшему, чем в реанализе. Для длинноволнового источника тепла разность получается довольно пестрой: в целом вблизи поверхности Земли в модели длинноволновое выхолаживание сильнее, а в верхней тропосфере в тропиках, а также в средних и

высоких широтах на высотах 500–700 мб, наоборот, слабее, чем в данных реанализа. Так как модельная атмосфера всюду поглощает больше коротковолновой радиации, чем по данным реанализа, то к поверхности Земли приходит меньше солнечного излучения в среднем на 18 Вт/м^2 .

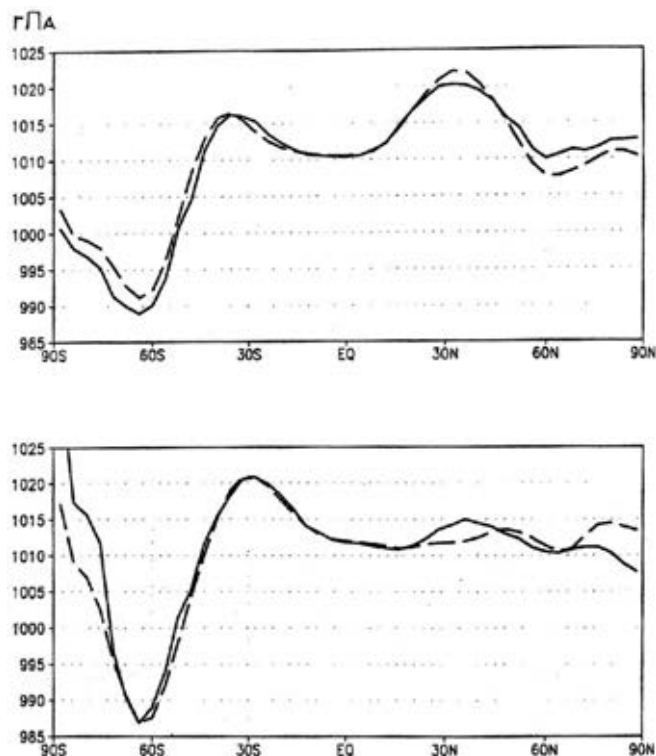


Рис. 5.6. Зонально осредненное давление на уровне моря, мб, в январе и июле. Сплошная линия – наблюдения, штриховая – данные модели

Получено распределение облачности, водности и ледности облаков вдоль широты и вертикали. В средних широтах явно выраженные максимумы облачности находятся вблизи 400–500 мб, а в тропиках и субтропиках – вблизи 150 и 850 мб.

В модели рассчитаны также потоки скорости, температуры и влаги к северу, порождаемые стационарными и нестационарными вихрями. Обсуждаются возможные причины расхождений между модельными данными и данными наблюдений.

Выполненный авторами модели анализ зимней и летней межмесячной изменчивости полей давления, температуры, зональной скорости ветра, временного хода некоторых осредненных по всей Земле величин за 17 лет эксперимента AMIP 2 показывает, что, несмотря на отмеченные отличия климата модели и реальной атмосферы, в целом уровень модели вполне соответствует уровню лучших современных

моделей общей циркуляции атмосферы. Отмеченные недостатки данной модели присущи для большинства современных моделей ОЦА.

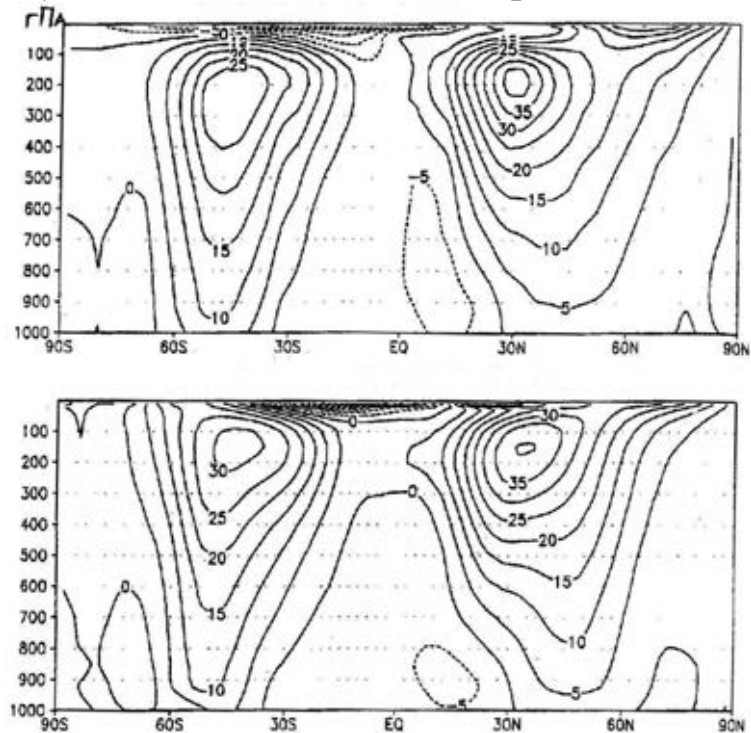


Рис. 5.7. Зонально осредненная U -скорость, м/с, январь. Данные наблюдений (вверху), модели (внизу). В последующих рисунках это расположение сохранится

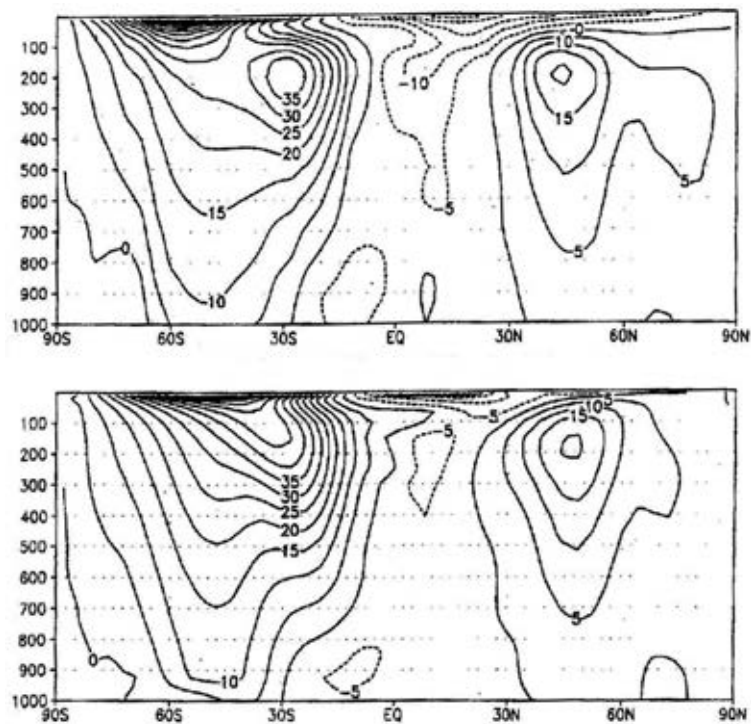


Рис. 5.8. Зонально осредненная U -скорость, м/с, июль. Данные наблюдений, модели

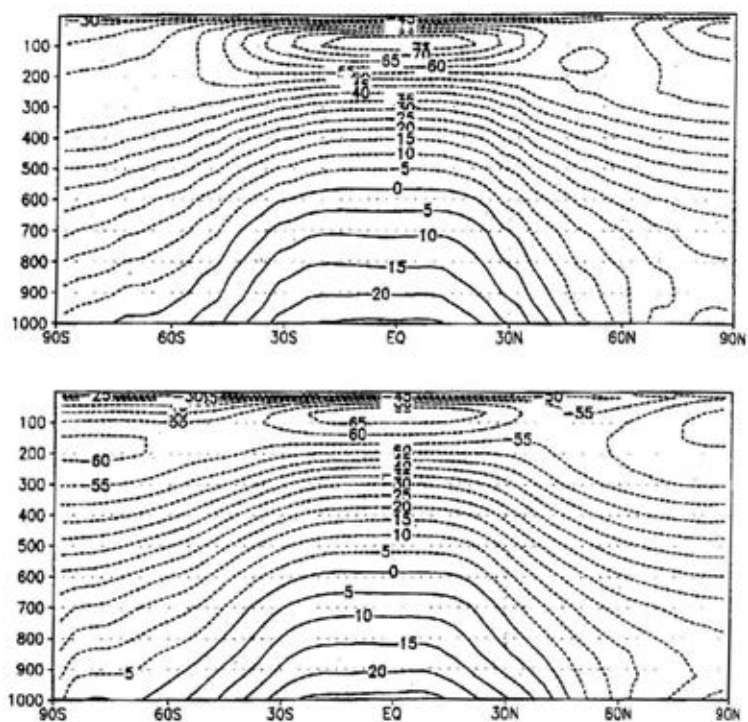


Рис. 5.9. Зонально осредненная температура, °C, январь.
Данные наблюдений, модели

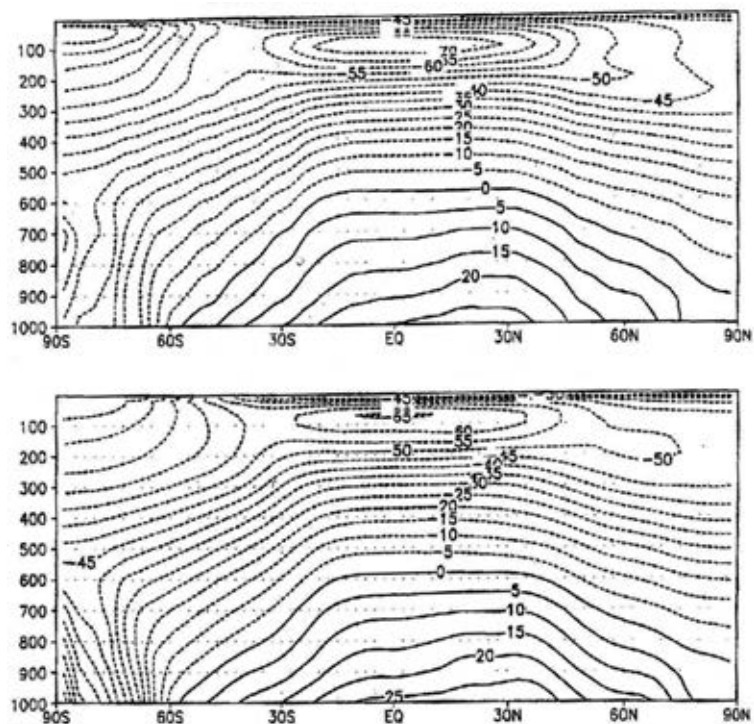


Рис. 5.10. Зонально осредненная температура, °C, июль.
Данные наблюдений, модели

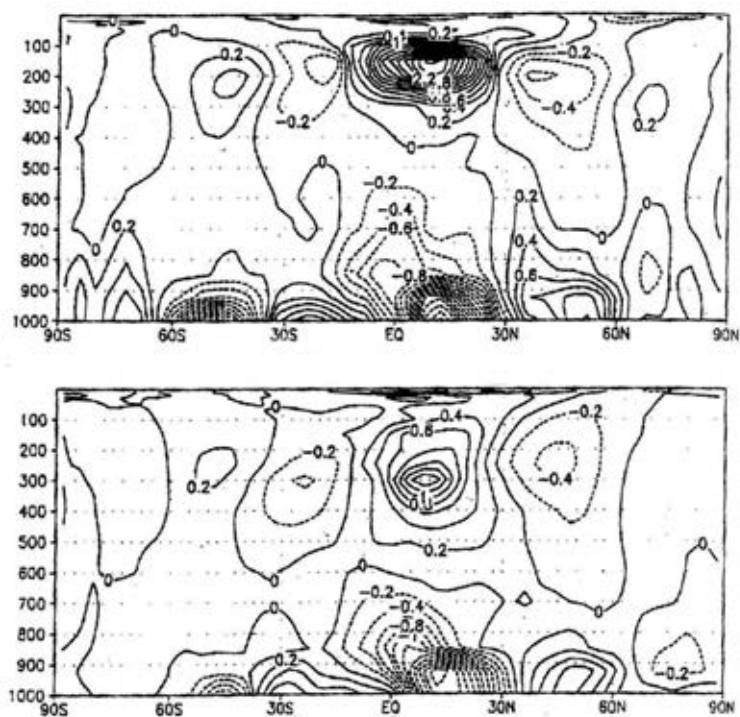


Рис. 5.11. Зонально осредненная V -скорость, м/с, январь.
Данные наблюдений, модели

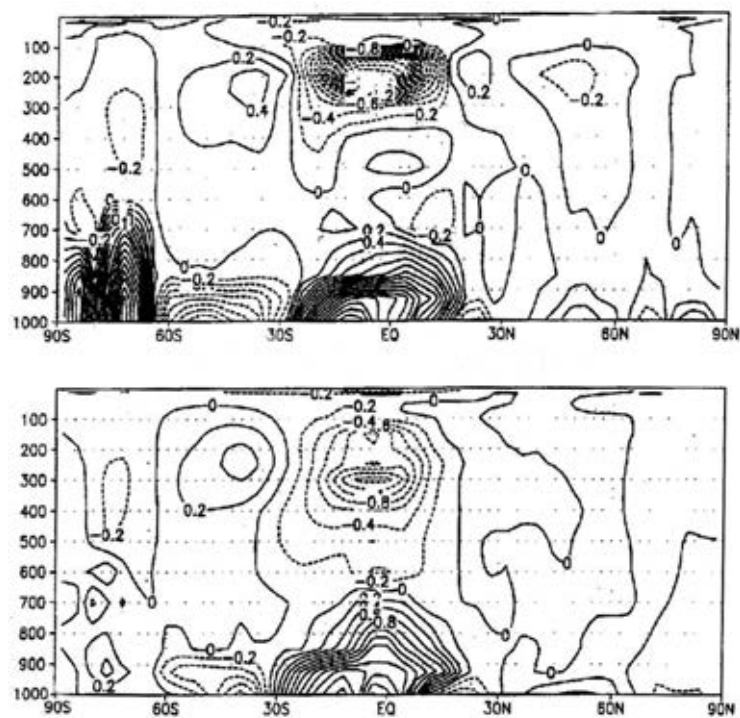


Рис. 5.12. Зонально осредненная V -скорость, м/с, июль.
Данные наблюдений, модели

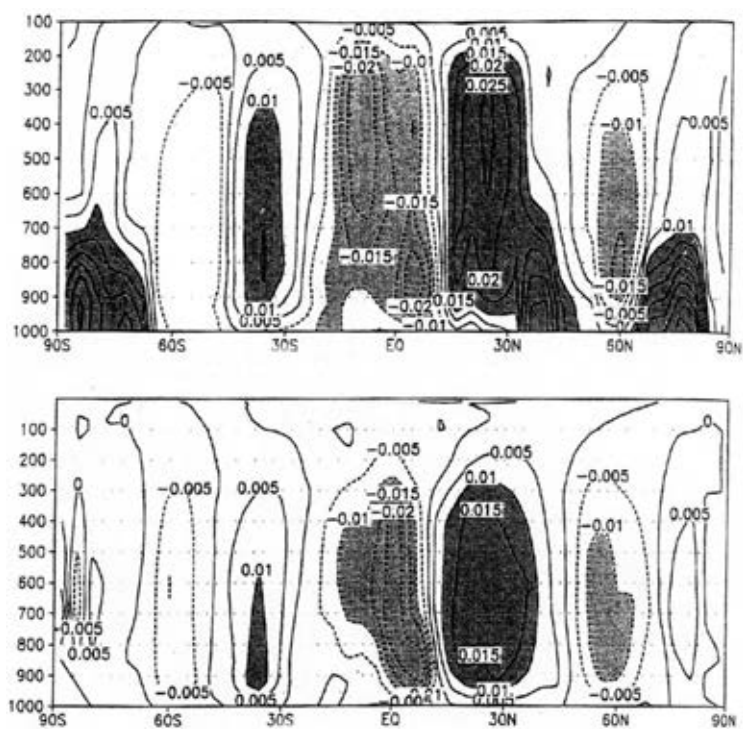


Рис. 5.13. Зонально осредненная вертикальная скорость, Па/с, январь.
Данные наблюдений, модели

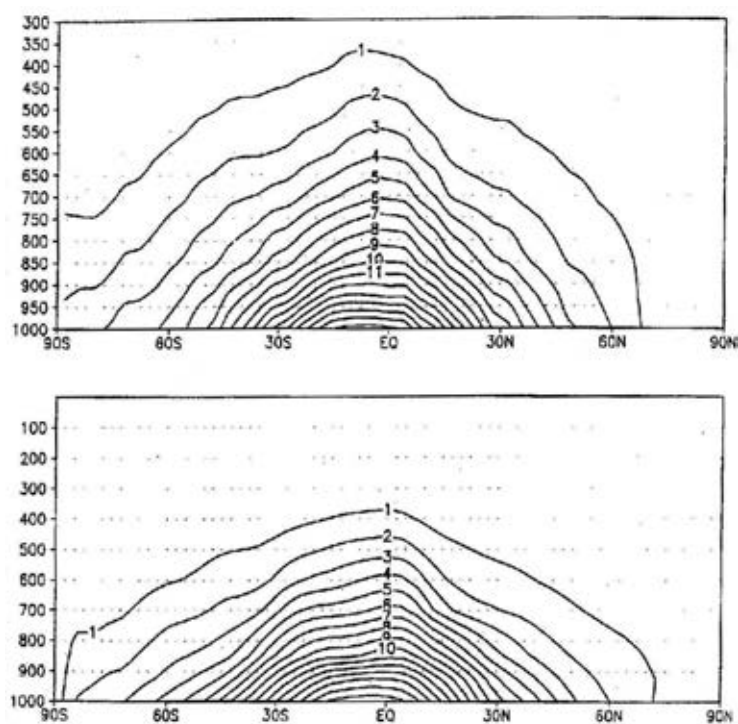


Рис. 5.14. Зонально осредненная удельная влажность, г/кг, январь. Данные наблюдений, модели

Приложение модели ОЦА ИВМ РАН

Модель ОЦА ИВМ РАН недавно была использована для воспроизведения распределения значений общего содержания озона (ОСО) в атмосфере земли (Галин, Володин, Смышляев, 2003). Для этого к системе уравнений гидротермодинамики атмосферы добавлялись уравнения переноса озона. Численные эксперименты по моделированию трехмерного поля озона проводились с тремя версиями модели. Первая была аналогична ранее рассмотренной стандартной, во второй версии использовалась схема, аппроксимирующая уравнения в адвективной форме, а в третьей, кроме новой динамической схемы, использовалась еще параметризация орографического гравитационно-волнового сопротивления.

Пространственное разрешение модели 5° по долготе, 4° по широте и 39 σ -уровней по вертикали от поверхности земли до высоты 90 км.

Численные эксперименты начинались с 1 января и учитывали годовой и суточный ход Солнца. Был задан также среднеклиматический годовой ход температуры поверхности океана и распределения морских льдов. В качестве начальных данных о содержании озона использовалось среднее для января распределение содержания озона, зависящее от широты и высоты. Продолжительность каждого эксперимента равна году.

Анализ результатов моделирования показал эффективность воспроизведения динамики атмосферы и климата с использованием новой динамической схемы. Правильный учет орографического гравитационно-волнового сопротивления позволил получить реальную картину пространственного распределения озона. В частности, без учета вышеупомянутого эффекта зимой – весной вблизи 60° с.ш. формируется максимум озона, что не соответствует действительности (по данным наблюдений максимум расположен вблизи полюса). При расчетах для зимних и весенних месяцев из-за торможения стратосферного течения полярной ночи в версии с учетом орографического гравитационно-волнового сопротивления в арктической стратосфере усиливаются нисходящие движения, что приводит к опусканию тропопаузы и увеличению содержания озона над Арктикой.

5.3. Результаты моделирования изменений климата при одновременном росте CO_2 и преднамеренной эмиссии стратосферного аэрозоля с помощью модели общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО

Глобальная модель атмосферы и верхнего слоя океана ГГО недавно была использована авторами (Мелешко, Кароль, Катцов и др., 2008) для оценки реакции равновесного климата на преднамеренную эмиссию стратосферного аэрозоля. Работа выполнена в рамках нового направления «геоинженерия», под которым понимается глобальное по масштабам воздействие на климат преднамеренного характера с целью ослабления антропогенного потепления, вызванного ростом парниковых газов в атмосфере. М.И. Будыко еще в начале 1970-х годов высказал предположение о создании в стратосфере искусственного аэрозольного слоя с целью увеличения планетарного альбедо и получения охлаждающего эффекта для глобальной атмосферы. Однако существует опасение, что деятельность по применению геоинженерных технологий всегда будет сопровождаться сомнительной эффективностью и большими рисками (Мелешко и др., 2008).

В настоящее время методы математического моделирования позволяют оценивать реакцию климатической системы на планируемое воздействие. В цитируемой нами работе приводится обзор ряда выполненных исследований по оценке реакции глобального климата на радиационное воздействие. Так, в работе (Govindasamy B., Caldeira K., 2000) с помощью трехмерной модели глобальной циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана рассчитывался стандартный равновесный климат при доиндустриальной и удвоенной концентрации CO_2 , а также при уменьшении солнечной постоянной на 1,8%. Показано, что уменьшение потока солнечного излучения может существенно уменьшить региональные и сезонные изменения климата, вызванные радиационным воздействием при удвоении CO_2 , несмотря на значительные различия в механизмах радиационного воздействия. Вместе с тем, нейтрализация повышения глобальной температуры при удвоении CO_2 не приводит к аналогичной нейтрализации изменений в режиме осадков.

Оценка влияния геоинженерных воздействий на земную биосферу дана в работе (Govindasamy et al., 2002). Модель равновесного климата была дополнена биосферным блоком земной растительности и рассчитывались изменения суммарной продуктивности биомассы в результате роста CO_2 в атмосфере и уменьшения приходящей солнеч-

ной радиации. Показано, что хотя продуктивность биомассы несколько уменьшается в результате уменьшения потока солнечной радиации, основной ее прирост обеспечивается ростом парникового газа в атмосфере.

В работе (Lunt et al., 2008) рассчитывались три квазиравновесных климата: при доиндустриальной и учетверенной концентрации CO_2 , а также с учетверенной концентрацией CO_2 и уменьшенной величиной солнечной постоянной, обеспечивающей возврат глобальной температуры приземного воздуха к ее первоначальному значению в доиндустриальный период. С использованием полной совместной модели океан – атмосфера – криосфера установлено, что температура в тропической зоне понижается, а в высоких широтах повышается, уменьшается интенсивность влагооборота атмосферы и изменчивость Эль-Ниньо и Южного колебания, а также усиливается меридиональная циркуляция в Атлантике.

С помощью модели промежуточной сложности ИФА РАН в работе (Елисеев, Мохов, 2008) выполнены расчеты изменения климата XXI века с учетом сценария роста парниковых газов в атмосфере A1B при одновременном учете различных сценариев пространственного распределения стратосферного аэрозоля. Показано, что наибольшее замедление глобального потепления происходит в случае однородного по земному шару распределения аэрозоля в стратосфере и с максимумом его концентрации в средних и субполярных широтах Северного полушария. Установлено, что воздействие аэрозоля способствует замедлению роста глобальных осадков при потеплении климата.

В работе (Rasch et al., 2008) исследовались разные сценарии аэрозольного распыления в стратосфере с целью оценки интенсивности его воздействия на климатическую систему в зависимости от количества аэрозоля и размера частиц. Модельные расчеты показали, что размер аэрозольных частиц играет важную роль в установлении радиационного баланса. Для регулирования парникового потепления требуется большее количество аэрозоля, если аэрозольные частицы имеют такой же размер, как при вулканических извержениях по сравнению с частицами, находящимися во взвешенном состоянии, поскольку крупные частицы менее эффективно рассеивают солнечную радиацию. Указывается, что значительное увеличение удельной поверхности сульфатных (особенно мелких) аэрозолей в стратосфере может вызвать существенное разрушение озона в результате гетеро-

генных реакций на этих аэрозолях с участием еще высоких уровней содержания хлорных и бромных соединений.

Целью работы авторов (Мелешко, Кароль, Катцов, 2008) было, установить, в какой степени можно регулировать климат путем преднамеренного воздействия на него аэрозолем с целью уменьшения глобального потепления, вызванного ростом парниковых газов в атмосфере. Нужно ответить на вопрос – можно ли возратить равновесный климат при удвоенной концентрации CO_2 в атмосфере к контрольному равновесному состоянию (при стандартной концентрации CO_2) посредством воздействия на него равномерно распыленным в стратосфере сульфатным аэрозолем заданной оптической толщины. При этом механизмы радиационного воздействия на климатическую систему в результате роста парниковых газов и рассеяния аэрозоля в стратосфере существенно различаются между собой. Рост концентрации CO_2 в атмосфере способствует изменению длинноволнового излучения и почти не оказывает влияния на потоки солнечной радиации. Сульфатный аэрозоль, наоборот, может оказывать большое влияние на потоки солнечной радиации и слабо влияет на длинноволновую радиацию. То есть воздействие на радиацию парникового газа и аэрозоля в климатической системе оказывается несимметричным.

Авторами использовалась глобальная модель общей циркуляции атмосферы T 42 L 25 (шаг сетки 250 км, 25 уровней по вертикали) верхнего слоя океана и морского льда. Модель учитывает основные физические процессы, протекающие в атмосфере. Ее подробное описание представлено в работах (Шнееров и др., 1997, 2001). Морской лед является составной частью верхнего слоя океана и рассчитывается в термодинамическом приближении.

Равновесный климат рассчитывался для трех экспериментов: контрольного климата со стандартной концентрацией CO_2 в атмосфере (310 млн^{-1}), климата с удвоенной концентрацией CO_2 (620 млн^{-1}) и климата с удвоенной концентрацией CO_2 и одновременным воздействием сульфатного аэрозоля, равномерно рассеянного в стратосфере по всему земному шару. Полагалось, что сульфатный аэрозоль, состоящий из S-частиц 75% серной кислоты (стандартный стратосферный аэрозоль), равномерно рассеивается на высоте 10–12 км по всему земному шару.

Во всех трех экспериментах расчет климата выполнялся на 110 лет и первые 20 лет, в течение которых происходила адаптация атмосферы, океана и криосферы к равновесному режиму, исключались из анализа. В результате были получены три равновесных кли-

мата продолжительностью 90 лет каждый. При этом неявно предполагалось, что в стратосфере обеспечивается поддержание постоянной и одинаковой концентрации аэрозоля заданной оптической толщины на всем земном шаре в течение десятилетий.

Авторы приводят результаты расчетов характеристик современного климата. Так, в табл. 5.6 приводятся значения составляющих радиационного баланса на верхней границе атмосферы и у поверхности Земли, рассчитанные в контрольном эксперименте и полученные путем диагностических оценок с использованием климатических данных и с учетом модели радиационного переноса в атмосфере.

Т а б л и ц а 5.6

Средние за год значения глобального радиационного баланса (Вт/м^2), рассчитанные по МОЦА/ВПСО ГГО и полученные в работе (Rashke et al., 2005)

Радиационные потоки	МОЦА/ВПСО	Диагностическая оценка
Радиационный баланс на верхней границе		
Приходящая солнечная радиация	341,1	$342 \pm 0,25$
Отраженная солнечная радиация	-100,3	$-106 \pm (5-7)$
Планетарное альбедо	29,4	31 ± 1
Уходящее излучение	-238,0	$-233 \pm (3-5)$
Полный радиационный баланс	2,7	$3 \pm (5-7)$
ОРВ: солнечная радиация	-47,4	-50
ОРВ: длинноволновая радиация	24,0	25
ОРВ: суммарное воздействие	-23,4	-24
Радиационный приток в атмосфере		
Баланс солнечной радиации	77,8	$71 \pm (7-10)$
Баланс длинноволновой радиации	-181,1	$-183 \pm (15-20)$
Суммарный радиационный баланс	-103,3	$-112 \pm (15-20)$
Составляющие теплового баланса на поверхности Земли		
Нисходящий поток солнечной радиации	190,6	$189 \pm (7-10)$
Баланс солнечной радиации	163,0	$165 \pm (7-10)$
Нисходящий длинноволновой поток	333,2	$343 \pm (15-20)$
Эффективное излучение	-56,9	$-50 \pm (15-20)$
Суммарный радиационный баланс	106,1	$115 \pm (15-20)$
Затраты тепла на испарение	-84,3	-85
Турбулентный поток тепла	-23,3	-20

В последнем столбце дан диапазон неопределенностей при оценках потоков. Здесь ОРВ означает глобальное облачно-радиационное воздействие на систему атмосфера – поверхность Земли.

Как видно из табл. 5.6, модельные и диагностические оценки достаточно хорошо согласуются между собой. Авторами отмечается, что на верхней границе атмосферы в среднем за год положительный баланс солнечной радиации на всех широтах в значительной мере компенсируется длинноволновым излучением в мировое пространство от системы атмосфера – поверхность Земли. Однако компенсация указанных потоков не может быть полной, так как некоторая доля тепловой энергии в виде доступной потенциальной энергии трансформируется в кинетическую, которая далее затрачивается на диссипацию.

Облачно-радиационное воздействие на верхней границе атмосферы, определяемое как разность соответствующих потоков (солнечной и длинноволновой радиации) при облачной и безоблачной атмосфере, также хорошо согласуется с результатами оценок.

Значительный интерес представляют отдельные базовые переменные глобального климата, полученные по результатам расчета по модели ГГО, представленные в табл. 5.7.

Т а б л и ц а 5.7

Глобальные значения базовых характеристик современного климата, рассчитанные в модели МОЦА/ВПСО и полученные по данным наблюдений

Климатические параметры	Модель	Данные наблюдений
Температура приземного воздуха (°C)	12,8	14,1
Осадки (мм/сутки)	2,96	2,69
Влагосодержание в столбе атмосферы (мм)	20,6	24,0

В модели рассмотрены глобальные и зональные изменения характеристик при глобальном радиационном воздействии. Конкретно анализировались глобальные и зональные изменения потоков энергии на верхней границе атмосферы и у поверхности Земли в результате удвоения концентрации CO_2 в атмосфере и путем воздействия на этот более теплый климат рассеиванием сульфатного аэрозоля в стратосфере по отношению к контрольному (современному) климату. В табл. 5.8 приводятся глобальные изменения различных потоков энергии на границах атмосферы. Во всех трех экспериментах (контрольный, удвоение CO_2 и рассеивание аэрозоля) использовались данные равновесного климата за 90 лет.

Т а б л и ц а 5.8

Изменения по отношению к контрольному климату средних за год глобальных значений радиационных потоков (Вт/м^2) и некоторых климатических переменных, рассчитанных по МОЦА/ВПСО при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере и при равномерном рассеивании сульфатного аэрозоля в стратосфере

Радиационные потоки	2 x CO_2	2 x CO_2 + аэрозоль
Изменения радиационного баланса на верхней границе (Вт/м^2)		
Баланс солнечной радиации	2,6	-5,4
Планетарное альбедо (%)	-0,8	1,6
Уходящее излучение	-2,8	4,8
Полный радиационный баланс	-0,2	-0,6
Изменения потоков тепла у поверхности Земли (Вт/м^2)		
Нисходящая солнечная радиация	-2,0	-6,0
Восходящая солнечная радиация	2,8	1,0
Баланс солнечной радиации	0,8	-5,0
Нисходящий длинноволновый поток	19,1	1,3
Излучение с поверхности Земли	-15,5	0,3
Эффективное излучение	3,6	1,6
Турбулентный поток тепла	0,8	1,0
Затраты тепла на испарение	-4,8	2,4
Суммарный баланс тепла	0,4	0,0
Изменения характеристик климата		
Температура приземного воздуха ($^{\circ}\text{C}$)	3,1	0,0
Осадки (%)	5,7	-2,9
Влагосодержание атмосферы (мм)	4,1	-0,1

Анализ результатов экспериментов показал, что при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере система атмосфера – поверхность Земли получает больше солнечной радиации отчасти за счет изменения общей облачности и особенно за счет уменьшения площади снежного и морского льда в средних и высоких широтах в течение всего года. В результате поток солнечной радиации увеличился на $2,6 \text{ Вт/м}^2$ и планетарное альбедо уменьшилось на $0,8\%$. С другой стороны, возросло длинноволновое глобальное излучение в мировое пространство на $-2,8 \text{ Вт/м}^2$ и особенно заметно в зоне сокращения площади ледового покрова на океанах. В результате, получая больше радиационной энергии в средних и высоких широтах в целом, для земного шара система теряет некоторое количество энергии ($-0,2 \text{ Вт/м}^2$) преимущественно за счет значительного выхолаживания стратосферы.

В эксперименте с учетом рассеивания сульфатного аэрозоля в стратосфере и одновременного удвоения концентрации CO_2 в атмосфере глобальный отраженный поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы увеличился на всех широтах и особенно значительно в тропической зоне. В результате поглощенный поток солнечной радиации системой атмосфера – поверхность уменьшился на $5,4 \text{ Вт/м}^2$. В то же время уменьшился поток длинноволнового излучения в мировое пространство на $4,8 \text{ Вт/м}^2$. В результате изменение полного радиационного баланса системы составило $-0,6 \text{ Вт/м}^2$ по отношению к контрольному климату.

Отмечается также, при удвоении концентрации CO_2 наибольшие изменения радиационных потоков наблюдаются в высоких широтах обоих полушарий и существенно меньшие изменения происходят в низких широтах. При эмиссии стратосферного аэрозоля максимум изменений солнечной радиации и длинноволнового излучения наблюдаются в низких широтах. Выявилось, что средние за год зональные изменения суммарных потоков в экспериментах с удвоенной концентрацией CO_2 и рассеянием аэрозоля различаются между собой незначительно в средних и низких широтах и становятся более заметными в высоких широтах обоих полушарий.

Рассмотрение изменений тепловых потоков у поверхности Земли показывает, что при удвоении концентрации CO_2 увеличивается противозлучение атмосферы почти на всех широтах при максимальном его росте до 6 Вт/м^2 в широтном поясе 30° ю.ш. – 30° с.ш. и среднем глобальном росте на $3,6 \text{ Вт/м}^2$. Рост поглощенной солнечной радиации на поверхности Земли обусловлен преимущественным сокращением площади снежного и ледового покровов в средних и высоких широтах, а некоторое уменьшение солнечной радиации в низких широтах вызвано ростом общей облачности. В результате произошло перераспределение потоков энергии у поверхности: существенно увеличились затраты тепла на испарение на всех широтах, что указывает на интенсификацию глобального влагооборота. Средняя за год глобальная температура приземного воздуха повысилась на $3,1^\circ\text{C}$, а зимой этот рост составил $7\text{--}9^\circ\text{C}$ в полярной области Северного полушария. Средние за год осадки увеличились на $5,7 \%$ по отношению к контрольному климату, причем особенно значительный рост происходил в высоких широтах и в зоне внутритропической конвергенции.

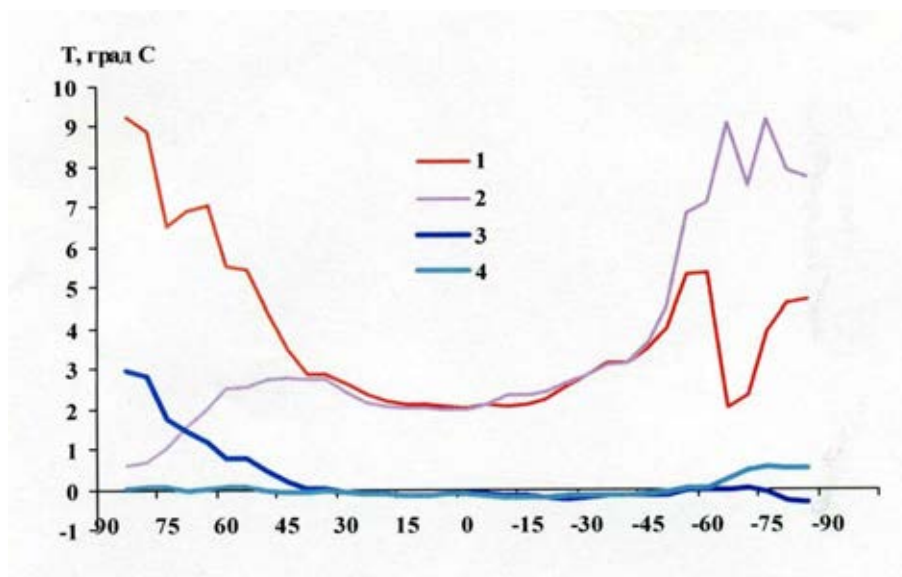


Рис. 5.15. Средние зональные изменения температуры (°C) приземного воздуха зимой (1,3) и летом (2,4), полученные в расчетах с учетом удвоения концентрации CO_2 в атмосфере (1,2) и совместного воздействия – удвоенной концентрации CO_2 и рассеянного сульфатного аэрозоля в стратосфере (3,4) по отношению к контрольному климату

При эмиссии сульфатного аэрозоля в стратосфере равновесного климата с удвоенной концентрацией CO_2 глобальное поглощение солнечной радиации на поверхности Земли уменьшилось на 5 Вт/м^2 и особенно значительно в низких широтах (-7 Вт/м^2). Следствием явилось уменьшение затрат тепла на испарение ($-2,4 \text{ Вт/м}^2$) и эффективного излучения ($-1,6 \text{ Вт/м}^2$), при этом наибольшие изменения этих потоков произошли в низких широтах.

Модельные расчеты показали, что, несмотря на то, что при эмиссии аэрозоля в стратосфере глобальная температура установилась такой же, как в контрольном климате, зональные и региональные распределения и сезонный ход температуры и осадков, а также ряд других характеристик климата оказались отличными от соответствующих значений в контрольном климате. Так, средняя за год температура приземного воздуха в высоких широтах Северного полушария оказалась на $1,5^\circ\text{C}$ (на 3°C зимой и около нуля летом) выше по сравнению с контрольным климатом. Зимнее потепление вызвано тем, что влияние аэрозоля в это время года оказывается очень малым вследствие отсутствия (или малых значений) солнечной радиации в полярной области. Одновременно температура приземного воздуха в тропической зоне незначительно понизилась в течение всего года.

При удвоении концентрации CO_2 в атмосфере протяженность морского льда уменьшается в марте на 4,7% и в сентябре – на 1,6%. В случае эмиссии стратосферного аэрозоля площадь морского льда приближается к площади льда в контрольном климате, оставаясь несколько меньшей вследствие потепления Арктики.

Т а б л и ц а 5.9

Наибольшие (март) и наименьшие (сентябрь) площади морского льда, полученные в контрольном климате при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере и при эмиссии сульфатного аэрозоля в стратосфере

Время года	Площади морского льда (%) по отношению к общей площади Северного полушария, полученные при расчетах трех равновесных климатов		
	контрольный климат	2 x CO_2	2 x CO_2 + аэрозоль
Март	10,6	6,9	10,1
Сентябрь	3,4	1,8	3,1

Отмечается уменьшение средних за год глобальных осадков на 2,9%. Это произошло в основном за счет сокращения конвективных осадков в низких широтах и крупномасштабных осадков в средних и высоких широтах. При этом сокращение осадков на акватории океанов произошло на всех широтах. В средних широтах на континентах Северного полушария летом осадки уменьшились на 3%, в низких широтах наблюдаются зоны их роста и убывания зимой и летом. Сокращения осадков согласуются с уменьшением глобального испарения с поверхности континентов и с акватории океанов и уменьшением влагосодержания атмосферы.

Авторы модели пришли к выводу, что поддержание постоянной глобальной температуры приземного воздуха при радиационном воздействии, вызванного ростом концентрации CO_2 в атмосфере с одновременной эмиссией сульфатного аэрозоля в стратосфере, не обеспечивает сохранение глобального и регионального климата, соответствующего контрольному состоянию. Температура в полярной области Северного полушария оказывается более высокой, особенно зимой, хотя она примерно в три раза ниже по сравнению с температурой только при удвоенной концентрации CO_2 . Влагооборот атмосферы несколько ослабевает, в большинстве регионов земного шара климат будет несколько сухим по сравнению с контрольным. Температура существенно понизится, что скажется на распределении и концентра-

ции озона. Несколько повысится температура и влажность воздуха в окрестностях слоя эмиссии аэрозоля и усилится зональный ветер в стратосфере.

Вместе с тем, как отмечают авторы, результаты исследования следует рассматривать как предварительные.

5.4. Совместная модель общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН и ее приложения

В работе авторов (Дианский, Володин, 2002) дается краткое описание моделей общей циркуляции атмосферы и океана ИВМ РАН и методики их соединения.

Модель общей циркуляции атмосферы

В качестве атмосферного блока используется модифицированный вариант модели, описанной в (Алексеев, Володин, Галин, Дымников, Лыкосов, 1998), с разрешением 5° по долготе, 4° по широте и 21 уровнем по высоте от поверхности Земли до 10 гПа. По вертикали используется σ -координата, задаваемая с помощью соотношения $\sigma = p/\pi$, где p – атмосферное давление, а π – его значение у поверхности Земли. В динамическом блоке конечно-разностные аппроксимации дифференциальной системы уравнений динамики атмосферы в приближении гидростатики выполнены на сетке «С». Прогностическими переменными являются горизонтальные компоненты скорости ветра, температура, удельная влажность и приземное давление. В конечно-разностной схеме выполняется закон сохранения массы, а также при отсутствии вязкости, полной энергии и в приближении мелкой воды, энтрофии.

В блоке динамики используется полунявная схема интегрирования по времени с фильтром. Шаг по времени при расчете динамических процессов составляет 12 мин. Радиация вычисляется раз в 3 часа, остальная параметризация физических процессов осуществляется раз в час. Вблизи полюсов (начиная с 69°) применяется Фурье-фильтрация высокочастотных гармоник вдоль круга широты для всех прогностических переменных. Горизонтальная диффузия температуры и удельной влажности осуществляется вдоль поверхностей равного давления, а компонент горизонтальной скорости – вдоль поверхностей $\sigma = \text{const}$. При этом горизонтальная диффузия и вязкость описы-

ваются с помощью пространственных производных четвертого порядка с коэффициентами, зависящими от величины горизонтальной скорости ветра.

В радиационном блоке в коротковолновой части спектра рассматриваются 18 спектральных интервалов, а в длинноволновой части – 10 спектральных интервалов. Учитывается поглощение радиации водяным паром, облаками, кислородом, озоном, углекислым газом, метаном, закисью азота и аэрозолем. Балл облачности на данном уровне модели рассчитывается диагностически, для чего используются значения относительной влажности и вертикального градиента температуры. Распределения остальных радиационно-активных составляющих являются заданными функциями.

В блоке конвекции и конденсации учитываются также следующие процессы: образование крупномасштабных осадков, таяние падающего снега, испарение падающих осадков, «сухое» конвективное приспособление и конвективное трение для случаев глубокой и мелкой конвекции.

Потоки тепла, влаги и импульса на поверхности рассчитываются по аэродинамическим формулам. Турбулентность в пограничном слое атмосферы параметризуется через вертикальную диффузию, коэффициент которой зависит от числа Ричардсона. Потоки тепла и влаги с поверхности суши, а также процессы теплообмена в почве учитываются согласно (Володин, Лыкосов, 1998). В модели учитываются также орографическое и неорографическое гравитационно-волновое сопротивление.

Модель общей циркуляции океана

Модель общей циркуляции океана разработана в ИВМ РАН (Дианский, Багно, Залесный, 2002). Здесь рассматривается одна из версий этой модели и приводятся ее основные характеристики, которые важны с точки зрения использования модели океана как составного компонента совместной модели.

Модель основывается на примитивных уравнениях океана в приближениях Буссинеска, гидростатики и «твердой крышки», записанных в сферической сигма-системе координат. Она имеет пространственное разрешение $2,5^\circ \times 2^\circ$ (по долготе и широте) и 33 неравномерных уровня по глубине. В ней в качестве вертикальной переменной используется безразмерная переменная $s \in [0,1]$, задаваемая

с помощью соотношения $s = z/H$, где H – полная глубина океана, а z – обычная вертикальная координата по глубине. Использовано уравнение состояния, учитывающее сжатие воды с глубиной, специально предназначенное для моделей циркуляции океана.

При численной реализации модели применяется метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам. Этот метод позволяет эффективно реализовывать неявные методы интегрирования по времени. В данной версии модели используются разнесенные пространственные аппроксимации на сетке «В» по классификации Мезингера.

Условие твердой крышки позволяет ввести функцию тока для плоской (баротропной) циркуляции. При этом метод расщепления позволяет вводить функцию тока только на промежуточном этапе расщепления (геострофического приспособления), на котором уравнение для функции тока является линейным.

С целью более адекватного описания процессов динамики океана оператор боковой диффузии второго порядка для тепла и соли представлен в форме эквивалентной горизонтальной диффузии в обычной z -системе координат. При этом коэффициенты горизонтальной диффузии для температуры и солёности океана брались одинаковыми. В меридиональном направлении коэффициент диффузии задается как функция широты и глубины. Максимальная величина, которую он достигает на поверхности океана и экваторе одновременно, равна $1,5 \times 10^3 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. С глубиной его значение экспоненциально уменьшается с параметром 300 м до 0,4 от величины на поверхности. Он также уменьшается до половины от значения на экваторе в средних и высоких широтах. Коэффициент диффузии в зональном направлении уменьшается к высоким широтам по отношению к коэффициенту диффузии в меридиональном направлении пропорционально косинусу широты.

В данной версии модели вязкость с производными 2-го порядка по пространству играет вспомогательную роль. Ее коэффициент задан малым фоновым значением, не превышающим $2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Основную нагрузку по подавлению численного шума в поле горизонтальной скорости несет вязкость 4-го порядка с постоянным значением коэффициента в меридиональном направлении, равным $5,0 \times 10^{14} \text{ м}^4 \text{ с}^{-1}$ и уменьшающимся пропорционально четвертой степени косинуса широты в зональном направлении. При приближении к Северному полюсу в модели возникает численный шум, для подавления которого

прогностические переменные модели сглаживались вдоль кругов параллелей выше 79°N с помощью трехточечного фильтра Нансена.

Модельная область охватывает весь Мировой океан, простираясь по широте от берегов Антарктиды до 89° с.ш. В окрестности Северного полюса располагается искусственный круглый остров с радиусом 111 км. Модельная область включает в себя следующие «острова»: Австралию, Антарктиду, Исландию, Кубу, Мадагаскар, Новую Зеландию, Шпицберген и Японию. На твердых границах Евразии, Африки, Северной и Южной Америки, объединенных в один континент, задается нулевое значение функции тока. Для бароклинных составляющих скорости на твердых границах ставится условие прилипания, а для температуры и солёности – условия отсутствия потоков.

Интегрирование модели на длительный срок производится с учетом стока больших рек, влияющих на распределение солёности в акваториях, близких к местам впадения этих рек. Был произведен учет стоков основных сибирских рек (Енисей, Лена и Обь), а также рек Амазонка, Брахмапутра, Ганга и Инда.

Топография дна Мирового океана строилась с помощью нелинейного пространственного сглаживания данных ETOPO5 с 5-минутным разрешением по долготе и широте. На дне океана ставилось условие свободного скольжения для скорости и отсутствия потоков для тепла и соли.

Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии выбирались согласно параметризации Пакановского и Филандера как функции числа Ричардсона Ri . Коэффициент вязкости увеличивается от $15 \times 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ до $90 \times 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, а диффузии – от фонового значения $0,15 \times 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ до $50,1 \times 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ с уменьшением Ri от больших величин до нуля. Чтобы избежать возможных ситуаций «выклинивания» вертикальных профилей температуры и солёности в приповерхностном слое океана, в верхнем 15-метровом слое к коэффициенту диффузии добавляется величина $1 \times 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$. Для параметризации конвекции в случае неустойчивой стратификации коэффициент вертикальной диффузии увеличивался до $500 \times 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$.

Обмен информацией между моделями атмосферы и океана происходит через каждые несколько часов модельного времени. Авторами рассматриваемой работы использован для океана численный шаг, равный шести часам. Внутри этого периода за каждый час накапливаются, а затем осредняются потоки явного и скрытого тепла, пресной воды, импульса, суммарные (приходящие и уходящие) потоки длин-

новолновой и коротковолновой радиации, рассчитываемые моделью атмосферы на поверхности океана. Эти потоки служат атмосферным воздействием для модели океана. При этом 60% суммарной солнечной радиации добавляется к потоку тепла на поверхности океана, представляющему собой сумму потоков явного, скрытого тепла и суммарной длинноволновой радиации. Остальная часть коротковолновой солнечной радиации имеет проникающую природу с экспоненциальным затуханием по глубине с параметром 20 м.

Так как модели атмосферы и океана имеют разное пространственное разрешение, то параметры атмосферного воздействия с помощью линейной интерполяции пересчитываются на горизонтальную сетку океана.

При расчете на поверхности океана в модели атмосферы температурой поверхности океана (ТПО) считается температура самого верхнего расчетного уровня океанической модели и при пересчете ТПО с более мелкой океанической на атмосферную сетку используется процедура пространственного весового осреднения.

Так как в модели океана отсутствует блок расчета льда, то использовалось наблюдаемое среднемесячное климатическое распределение сплоченности льда на атмосферной сетке, которая, как и потоки на поверхности океана, интерполировалась на океаническую сетку. Если лед занимает менее половины площади океанической ячейки, то его наличие не учитывается и граничное условие для температуры и солености на поверхности океана задается так же, как и для открытой воды. Если лед занимает более половины площади ячейки, то на поверхности океана задаются значения солености, а для температуры – точки замерзания при данной солености.

В работе (Дымников, Лыкосов, Володин, 2006) приводятся результаты моделирования циркуляции атмосферы климата, где в рамках исследования проблемы реагирования КС на малые внешние возмущения воспроизводятся характеристики внутренней изменчивости климата и среднее состояние.

Этой проблеме, как отмечают авторы этой работы, посвящена долговременная международная программа AMIP – программа сравнения атмосферных моделей, результатом которой было выявление многих ключевых механизмов, ответственных за формирование климата. В то же время эту программу можно рассматривать как программу исследования чувствительности «идеальной» модели атмосферы к уровню описания различных физических процессов.

В частности, при моделировании глобального климата требуется воспроизвести широкий спектр его характеристик: сезонные и месячные средние, внутрисезонную изменчивость (муссонный цикл, параметры штормтреков и т.п.), климатическую изменчивость (ее доминирующие моды, такие как Эль-Ниньо или Арктическое колебание) и др. К числу основных задач моделирования регионального климата следует отнести воспроизведение с высокой степенью детализации его характеристик, исследование особенностей гидрологического цикла, оценку возможности экстремальных явлений, исследование последствий региональных климатических изменений для окружающей среды и социально-экономических отношений. Важным выходом этой программы явилось решение следующих задач: 1) описание современного климата (1979–1999 гг.), 2) исследование природы муссонной циркуляции, 3) изучение отклика атмосферной циркуляции на явление Эль-Ниньо, 4) исследование роли процессов в почве в формировании динамики атмосферы, 5) изучение проблемы взаимодействия радиации и облачности, связанной с суперпоглощением в облаках, и др. Среди других интересных задач можно отметить моделирование стратосферы и мезосферы, отрицательного тренда температуры вблизи мезопаузы в последние три декады и роли в этом процессе увеличения концентрации углекислого газа и уменьшения концентрации озона в стратосфере. Очень важной представляется проблема воспроизведения статистики Эль-Ниньо с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана. С теоретической точки зрения эту систему можно рассматривать как тропический осциллятор со стохастическим внешним воздействием (или с внешним воздействием, зависящим от времени).

Последнее сравнение моделей общей циркуляции атмосферы, проведенное в рамках международного проекта AMIP II, показало, что наиболее совершенные из них на настоящий момент способны воспроизводить основные черты наблюдаемой атмосферной циркуляции с хорошей точностью. Ошибка воспроизведения такими моделями многих климатических величин уже ненамного превосходит по величине неопределенность, с которой эта величина известна из наблюдений. Вместе с тем, существуют и систематические ошибки в воспроизведении климата, присущие практически всем моделям.

Анализ воспроизведения климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН с разрешением по горизонтали ($2.5^\circ \times 2^\circ$ по долготе и широте) показывает, что в летнем полушарии амплитуда высокочас-

тотной и низкочастотной изменчивости становится близкой к наблюдаемой. Однако величина систематических ошибок воспроизведения среднего состояния климата, а также изменчивости в зимнем полушарии при увеличении пространственного разрешения не уменьшается. Это говорит о необходимости более точной настройки параметризации модели или необходимости введения еще не учтенных физических механизмов. Мировой опыт моделирования в основном также подтверждает, что величина систематических ошибок воспроизведения среднеклиматического состояния атмосферы не слишком сильно зависит от пространственного разрешения используемой модели.

В результате выполнения программы AMIP были выявлены многие ключевые механизмы, ответственные за формирование климата. Развитием этого проекта явилась программа сравнения совместных моделей циркуляции атмосферы и океана CMIP. В ходе выполнения данной программы основное внимание было обращено на воспроизведение поверхностной температуры и распределения морских льдов, поскольку в экспериментах AMIP эти характеристики считались заданными внешними параметрами. В работе авторов представлены результаты 80-летнего численного эксперимента по воспроизведению современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана IBM РАН.

Анализ распределения величины среднегодовой ошибки воспроизведения температуры поверхности океана, рассчитанной как осредненной за 80 лет разности между результатами совместной модели и данными наблюдений, показывает, что температура несколько занижена (на 1–3°C) в приэкваториальном Тихом океане вследствие завышенной интенсивности апвеллинга, что характерно практически для всех современных моделей. На 2–6°C наблюдается завышение температуры на северо-западе Атлантики, а также вблизи Японии, что связано с ошибками воспроизведения местоположения теплых течений Кюросио и Северо-Атлантического. В умеренных широтах Южного полушария завышение температуры обусловлено недостаточно хорошим воспроизведением компонент радиационного баланса на поверхности. В целом интегральная температура поверхности в модели (с учетом суши и морского льда) составляет 14,7°C, что близко к оценке 15°C по данным наблюдений.

Анализ смоделированного и фактического распределения в Северном полушарии концентрации морского льда в марте, когда количество льда максимально, и сентябре, когда количество льда ми-

нимально, показал, что в марте в модели площадь льда на 10–15% меньше наблюдаемой за счет того, что не образуется лед у восточного побережья Гренландии, а также между Гренландией и Канадой. В то же время Баренцево море замерзает, по данным модели, несколько сильнее, чем по данным наблюдений. Все это связано, по-видимому, с недостатками воспроизведения циркуляции океана в высоких широтах. В сентябре количество льда в Северном Ледовитом океане в модели на 20–30% меньше, чем по данным наблюдений. Излишне интенсивное таяние льда происходит около Аляски и Восточной Сибири, что объясняется завышением температуры поверхности на севере Сибири и Аляски вследствие недостаточно точного описания баланса тепла на поверхности.

Диагностические исследования поверхностной температуры воздуха показывают, что 1) за последние 30 лет произошли заметные изменения осредненной за десятилетия поверхностной температуры воздуха – произошло ее повышение; 2) максимальные изменения температуры наблюдаются зимой в Сибири и на северо-западе Канады; 3) летние изменения температуры существенно меньше; 4) поверхностная температура Северной Атлантики не только не повысилась, а даже понизилась. Возникает вопрос: в чем причина этих изменений? Являются ли эти изменения следствием собственных колебаний параметров климатической системы или это есть следствие антропогенных воздействий, связанных с увеличением, например, концентрации углекислого газа и сульфатных компонентов в атмосфере? При анализе отклика климатической системы на такого рода возмущения целесообразно использовать понятия «динамический» и «радиационный» отклик.

В работе изучался отклик на заданное увеличение атмосферной концентрации углекислого газа с помощью сравнения двух, проведенных на 80 лет, расчетов по сценарию, предложенному в проекте СМIP 2. В первом (контрольном) эксперименте концентрация CO_2 в атмосфере была задана неизменной и равной наблюдавшейся в конце XX столетия. Во втором эксперименте концентрация CO_2 увеличивалась на 1% в год. Показано, что в суммарном отклике системы на изменение атмосферной концентрации углекислого газа главную роль играет радиационный отклик. Это проявляется в том, что чувствительность климатической модели к увеличению содержания атмосферного CO_2 определяется, в первую очередь, количеством тепла, расходуемым на прогрев океана, а также тем, насколько меня-

ется радиационный баланс Земли в результате изменения облачности при изменении климата. Вместе с тем, необходимо также адекватно воспроизвести и динамический отклик, главной компонентой которого является Арктическая осцилляция.

Далее приводятся некоторые из результатов по воспроизведению изменений климата XX в. и оценке возможных изменений климата в XXI – XXII вв. согласно трем сценариям изменения содержания парниковых и других газов. Этот вариант модели реализован на 32-процессорном кластере Intel Itanium и на 8 процессорах, расчет на 10 модельных лет занимает 1 сутки. В России подобные эксперименты проведены впервые.

1. Эксперимент по воспроизведению климата XX в. В ходе этого эксперимента задавался реальный временной ход изменения концентрации в атмосфере углекислого газа (CO_2), метана (CH_4) и закиси азота (N_2O) – основных парниковых газов, связанных с антропогенной деятельностью. Предполагалось, что эти газы хорошо перемешаны, а их концентрация не зависит от пространственных координат. Кроме того, были заданы наблюдавшиеся изменения во времени долго-широтного содержания сульфатного аэрозоля, меридионального распределения оптической толщины вулканического аэрозоля, а также солнечной постоянной. Все эти данные доступны из Интернета.

Продолжительность данного эксперимента составляла 130 лет (1871–2000 гг.). Был также проведен контрольный эксперимент, в котором содержание всех атмосферных составляющих не менялось во времени и соответствовало условиям 1871 г.

2. Эксперименты по моделированию климата XXI – XXII вв. Содержание углекислого газа, метана, закиси азота и сульфатного аэрозоля в XXI веке соответствовало сценариям A1B, A2 и B1. Солнечная постоянная и содержание вулканических аэрозолей были заданы постоянными, наблюдавшимися в 2000 г. В течение XXII в. содержание всех газовых составляющих соответствовало 2100 году. Продолжительность каждого из этих экспериментов составляла 200 лет.

Если сравнить временной ход разности между глобально осредненной температурой в эксперименте по воспроизведению климата XX в. и в контрольном эксперименте с оценкой изменения температуры в 1871–2000 гг. по данным наблюдений, то видно, что модель хорошо воспроизводит такие особенности, как потепление в 1940–1950 гг., а также замедление потепления 1960–1970 гг. Возможно, что причина этих особенностей обусловлена наличием максимума солнечной по-

стоянной и минимума вулканических аэрозолей в 1940–1950 гг., а также минимума солнечной активности и максимума вулканических аэрозолей в 1960–1970 гг. Вместе с тем, нельзя и исключить, что как следует из хода температуры в контрольном эксперименте, эти особенности могут быть связаны с естественной изменчивостью в климатической системе.

Рассмотрен временной ход глобально осредненной температуры воздуха у поверхности в контрольном эксперименте, а также в экспериментах, моделирующих климат XX–XXII столетий. В эксперименте, моделирующем климат XX в., уже к середине века заметно потепление по сравнению с контрольным экспериментом. К концу века повышение температуры достигает $0,7\text{--}0,8^\circ$, что близко к наблюдаемому потеплению, которое составляет около $0,6\text{--}0,7^\circ$. В данных контрольного эксперимента отсутствует такой временной интервал, в течение которого потепление было бы столь же существенно. Это означает, что наблюдающееся в XX в. потепление, вероятнее всего, обусловлено не внутренней изменчивостью системы атмосфера – океан, а внешними по отношению к ней воздействиями. Согласно модельным результатам, в течение XXI в. даже при фиксировании всех воздействий на уровне 2000 г. за счет термической инерции океана ожидается потепление примерно на 0,6 К. Повышение температуры в экспериментах В1, А1В и А2 более заметно и достигает к концу XXII века, по данным модели, соответственно, 2, 3 и 5 К по сравнению с 2000 г.

Изменение температуры при глобальном потеплении неоднородно по поверхности. Потепление максимально в Арктике и достигает там 10 К. На территории России повышение температуры составляет 5–7 К. На остальной части континентов температура повышается на 3–5 градусов. Слабее всего потепление выражено над тропическими океанами и Южным океаном (2–3 К). Такое распределение потепления по земному шару характерно для большинства моделей и близко к результатам, полученным осреднением данных всех моделей, участвовавших в программе СМIP. Рассчитанное изменение осадков при потеплении в модели ИВМ также типично для большинства моделей. Осадки возрастают в умеренных и высоких широтах обоих полушарий на 20–40%, а также над тропиками Тихого океана. На большей части субтропиков и над тропиками Атлантики осадки уменьшаются.

Максимум потепления в Арктике обусловлен значительным таянием морского льда в конце летнего сезона. Расчеты показали, что

в марте площадь льда в контрольном эксперименте остается почти постоянной, происходят лишь высокочастотные колебания, и отмечается небольшой отрицательный тренд.

В экспериментах В1, А1В и А2 происходит уменьшение площади льда в марте. К концу XXII в. уменьшение достигает, соответственно, 20, 30 и 50%. В сентябре изменения площади морского льда выражены еще ярче. Уже к концу XX в. площадь льда уменьшается на 20–25 % по сравнению с контрольным экспериментом. В XXII в., по результатам эксперимента А2, льда в Арктике нет совсем, в эксперименте А1В он остается к сентябрю только в некоторые годы, а в эксперименте В1 лед хотя и присутствует, но его площадь составляет всего 10–20% от площади в контрольном эксперименте. Следует заметить, что, согласно данным наблюдений, в конце XX в. в июле–сентябре площадь арктического морского льда оказалась на 20–25% меньше, чем в середине столетия, в то время как в январе–марте за последние полвека эта характеристика практически не изменилась, что соответствует модельным результатам.

В работе (Володин, 2007) представлены результаты численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы и океана, в которую включен цикл эволюции углерода. Согласно (Climate Change, 2001), в конце XX столетия примерно половина антропогенных выбросов CO₂ шла на увеличение его концентрации в атмосфере, оставшаяся половина поглощалась прежде всего океаном и экосистемами суши. При этом поглощение CO₂ экосистемами суши, а также его растворение в океане само зависит от климата. Поэтому, чтобы спрогнозировать будущие изменения климата, необходимо, по мнению автора (Володин, 2007), построить модель, которая одновременно рассчитывала бы как сам климат, так и углеродный цикл на суше и в океане.

Рассмотрим основные положения и результаты этой работы.

В модель климата ИВМ РАН включены блок расчета углерода экосистем суши, расчет потоков углекислого газа на границе атмосфера – океан и эволюции углерода в океане. На суше прогностическими переменными углеродного цикла являются углероды растений C_{VEG} и углерод почвы C_{SOIL}, для которых решаются уравнения

$$\begin{aligned}\partial C_{VEG} / \partial t &= F_{PSN} - F_{PLR} - C_{VEG} / \tau_{VEG} - F_{DFR}, \\ \partial C_{SOIL} / \partial t &= C_{VEG} / \tau_{VEG} - C_{SOIL} / \tau_{SOIL} - F_{ERS},\end{aligned}\tag{5.59}$$

где t – время, F_{PSN} и F_{PLR} – скорости фотосинтеза и дыхания, τ_{VEG} – характерное время жизни данного типа растений, η_{SOIL} – характерное время разложения органики почвы, которое зависит от типа экосистемы, температуры и влажности почвы, F_{DEF} и F_{ERS} – заданные скорости сведения лесов и эрозии почвы. Вместе они составляют поток углерода вследствие землепользования F_{LV} : $F_{LV} = F_{ERS} + F_{DER}$. В течение всех экспериментов отношение F_{DFR}/F_{ERS} считалось постоянным и равным 1.5.

География F_{DER} задавалась таким образом, чтобы поток углерода вследствие сведения лесов указанного типа в данном узле сетки был пропорционален массе растений такого типа в этом узле и эмпирическому коэффициенту α_K , зависящему только от типа растительности. Коэффициент $\alpha_K=1$ для тропического леса, 0,2 – для широколиственного, смешанного леса, саванны, травы и кустарников, 0,05 – для хвойных лесов и 0,02 – для тундры.

Считалось, что землепользование влияет на площадь S , занятую данным типом растительности в данной ячейке. Если S_o – площадь, занятая растениями при нулевом землепользовании, то уравнение для действительно занятой площади выглядит следующим образом:

$$\partial S / \partial t = -SF_{DFR} / C_{VEG} + (S - S_o) / \tau_{DFR}, \quad (5.60)$$

где τ_{DFR} – характерное время восстановления продуктивности после сведения лесов. Это время задавалось одинаковым для всех типов растительности и равным 20 годам.

Уравнения (5.59) и (5.60) решаются отдельно для каждого типа растительности (всего 11 типов).

Шаг по времени при расчете уравнений (5.59), как и при расчете физических блоков в модели ОЦА, составляет 1 час.

В океане для растворенного углерода C_{oc} решается уравнение

$$\partial C_{oc} / \partial t = adv(C_{oc}) + vdiff(C_{oc}) + F_{BIO} + F_{ATM}, \quad (5.61)$$

где $adv(C_{oc})$ и $vdiff(C_{oc})$ – изменение углерода вследствие адвекции крупномасштабными течениями и вертикального перемешивания турбулентностью в верхнем слое океана, соответственно. F_{BIO} – источник углерода, обусловленный жизнедеятельностью морской биологии; F_{ATM} – поток углерода из атмосферы в океан, который рассчитывается по аэродинамическим формулам.

Углекислый газ в атмосфере в этой версии модели считается равномерно перемешанным. Для количества углерода в атмосфере C_{ATM} решается уравнение

$$\partial C_{ATM} / \partial t = -F_{ATM} - F_{PSN} + F_{PLR} + F_{DFR} + F_{ERS} + F_{EMIS}, \quad (5.62)$$

где под потоками подразумеваются их интегральные значения по всей Земле, F_{EMIS} – поток CO_2 в атмосферу вследствие сжигания топлива.

При выполнении необходимых расчетов с такой моделью необходимо сначала достигнуть равновесного состояния, т.е. такого состояния, стартуя с которого и задавая $F_{EMIS} = 0$ и F_{DER} и F_{ERS} не зависящие от времени, получают отсутствие трендов в основных компонентах углеродного цикла. Однако для достижения равновесного состояния необходим счет полной модели на несколько тысяч лет, что нереально. Поэтому равновесное состояние получают с использованием упрощенных моделей.

Полученные равновесные распределения углерода в океане, растениях и почве были взяты в качестве начальных для всех численных экспериментов (трёх). В первом (контрольном) была задана нулевая эмиссия CO_2 вследствие сжигания топлива и землепользования, соответствующее 1860 г. Во втором эксперименте (AIB) был задан сценарий эмиссии и землепользования для 1860–2000 гг. и соответствующая сценарию AIB для 2001–2100 гг. (Climate Change, 2001). Кроме того, в эксперименте задавались изменения концентрации метана, закиси азота, сульфатного и вулканического аэрозоля, а также солнечной постоянной для 1860–2000 гг. в соответствии с наблюдениями, а в 2001–2100 гг. – в соответствии со сценарием AIB. Солнечная постоянная и концентрация вулканического аэрозоля в 2001–2100 гг. были заданы равными, наблюдавшимся в 2000 г. Третий эксперимент (AIBC) отличался от второго тем, что при вычислении радиации использовалась концентрация всех газов, в том числе CO_2 , аэрозолей и солнечной постоянной для 1860 г. Этот эксперимент позволяет оценить величину и знак обратных связей между изменениями климата и углеродного цикла.

Трудностью при верификации моделей углеродного цикла является то, что основные компоненты цикла не наблюдаются в глобальном масштабе напрямую, т.е. в настоящее время нет глобальных данных наблюдений распределения углерода растений, почвы или потоков углерода, а есть либо данные наблюдений на ограниченной территории, либо глобальные оценки, полученные с применением моделей или каких-либо дополнительных предположений. Единственным параметром углеродного цикла, который в последние десятилетия измеряется хорошо, является сама концентрация CO_2 в атмосфере.

В работе дан обстоятельный анализ результатов моделирования изменений климата и углеродного цикла в 1860–2100 гг. с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана, включающей эволюцию углерода в растениях, почве, океане и атмосфере. Модель неплохо воспроизводит современное распределение углерода растений, почвы и океана, наблюдаемый рост концентрации CO_2 в атмосфере в 1860–2000 гг., а также поглощение избыточного углерода из атмосферы океаном и экосистемами суши в 80–90 годы XX столетия. Концентрация CO_2 в атмосфере в 2100 г. при сценарии A1B составляет в модели 742 млн^{-1} , суммарное поглощение CO_2 океаном в 2100 г. составляет 22%, экосистемами суши – 20% от эмиссии углерода. В модели ИВМ существует положительная обратная связь между углеродным циклом и глобальным потеплением. Она приводит к тому, что концентрация CO_2 в 2100 г. при отсутствии влияния изменений климата на углеродный цикл на 72 млн^{-1} меньше, чем в полной модели. В высоких широтах коэффициент обратной связи в модели отрицательный, а в тропиках и субтропиках – положительный. В течение XX столетия в модели происходит увеличение первичной продукции и биомассы растений практически повсеместно, а также увеличение углерода почвы, кроме южной Европы.

Суммарное количество углерода растений в модели составляет 510 ГтС, оценка, приведенная в (Climate Change, 2001), – 450–650 ГтС, суммарное количество углерода почвы в модели – 1530 ГтС (оценка в IPCC – 1600–2000 ГтС). Суммарная первичная продукция, по данным модели, равняется 57 ГтС в год. Таким образом, равновесное состояние углерода растений и почвы, а также первичная продукция растений в модели в основном не противоречат имеющимся представлениям.

Географическое распределение углерода растительности и почв в различных природных зонах, полученное в модели, соответствует действительности. В океанах у поверхности в целом, количество углерода в тропиках в модели несколько завышено, а в средних и высоких широтах примерно соответствует наблюдениям.

Повышение глобально осредненной температуры в модели в 1991–2000 гг. по сравнению с 1860–1900 гг. составляет около $0,8^\circ$, а потепление в 2091–2100 гг. – $3,1^\circ$. Это очень близко к значениям, которые получаются в эксперименте A1B с предписанным сценарием роста концентрации CO_2 по сценарию A1B. Там потепление составляет, соответственно, $0,7^\circ$ и $3,2^\circ$.

Как отмечено в работе (Матвеев, 1991), облачность оказывает влияние как на отдельные метеорологические величины, так и на режим атмосферы в целом. В частности, она оказывает двойное воздействие на радиационный режим атмосферы. Вследствие того, что альбедо облаков значительно больше, чем альбедо подстилающей поверхности, увеличение облачности приводит к уменьшению притока солнечной радиации к подстилающей поверхности и самой атмосфере, что способствует охлаждению системы земная поверхность – атмосфера. С другой стороны, увеличение облачности сопровождается снижением уходящего в мировое пространство длинноволнового излучения системы, что вызывает нагревание атмосферы.

Е.М. Володиным предпринята попытка изучить связь между температурной чувствительностью к удвоению содержания углекислого газа и распределением облачности в современных моделях климата (Володин, 2008). В этой работе отмечается, что одной из важнейших проблем современной науки о климате является проблема определения равновесной чувствительности реальной КС к удвоению содержания CO_2 , для чего проводятся численные эксперименты с моделью атмосферы и однородного 50-метрового слоя океана.

Т а б л и ц а 5.10

Чувствительность климата к удвоению содержания CO_2
для моделей МГЭИК-4

№	Модель	$\Delta T(K)$
1	UKMO – Had GEM 1, Великобритания	4,4
2	IPSL – CM 4, Франция	4,4
3	MIROC 3,2 (hires), Япония	4,3
4	MIROS 3,2 (medres), Япония	4,0
5	CGCM 3,1 (T 63), Канада	3,4
6	ECHAMS /MPI-OM, Германия	3,4
7	GFDL – CM 2,1, США	3,4
8	UKMO – HadCM 3, Великобритания	3,3
9	ECHO – G, Германия/Корея	3,2
10	MRI – CGCM 2.3.2, Япония	3,2
11	CSIRO – Mk 3.0, Австралия	3,1
12	GFDL – CM 2.0, США	2,9
13	CCM 3, США	2,7
14	GISS – EH, США	2,7
15	GISS – ER, США	2,7
16	INM – CM 3.0, Россия	2,1

17	PCM, США	2,1
----	----------	-----

Равновесный отклик на удвоение содержания CO_2 достигается в таких моделях за 15–20 лет, в отличие от моделей атмосферы с глубоким океаном, где приспособление к изменению концентрации CO_2 может продолжаться сотни лет. В таблице приведена величина глобального потепления при удвоении концентрации CO_2 в 18 современных моделях климата (модели МГЭИК-4), согласно которой чувствительность климата для различных моделей составляет величину от 2,1 до 4,4 К. Основной вклад в различные модели оценок чувствительности климата вносит различная реакция облачности на глобальное потепление. Автором (Володин, 2008) предпринята попытка установить зависимость между модельным распределением облачности, полученным при воспроизведении современного климата, а также связанной с ней относительной влажностью, чувствительностью климата данной модели к удвоению содержания углекислого газа.

Анализ результатов численных экспериментов с 18 моделями показал, что в моделях с высокой чувствительностью происходит уменьшение облачности на 4–6% на большей части тропиков и умеренных широт. В высоких широтах, наоборот, происходит рост облачности на 4–8%. В моделях с низкой чувствительностью происходят лишь незначительные изменения облачности – на большей части площади облачность уменьшается на 1–2%. Изменение радиационно-облачного форсинга при удвоении CO_2 в умеренных и тропических широтах (52°S – 52°N) составляет для моделей с высокой чувствительностью величину $2,7 \text{ Вт/м}^2$, а для моделей с низкой чувствительностью – $0,2 \text{ Вт/м}^2$. Суммарно радиационный форсинг от удвоения CO_2 на верхней границе ($3,7 \text{ Вт/м}^2$) и изменения облаков составляет для моделей с высокой чувствительностью величину $6,4 \text{ Вт/м}^2$, а для моделей с низкой чувствительностью – $3,9 \text{ Вт/м}^2$, т.е. в 1,65 раза меньше, что и объясняет примерно во столько же раз меньшую чувствительность. В работе показана связь воспроизведения облачности для современного климата с чувствительностью модели. Рассчитана разность облачности для моделей с высокой и низкой чувствительностью. Модели с высокой чувствительностью имеют большую облачность над океанами в умеренных широтах и меньшую – над тропиками. Обнаружена значительная корреляция между тремя индексами: 1) чувствительностью климата в моделях, 2) изменением среднего ко-

личества облаков при глобальном потеплении и 3) разностью количества облаков в тропиках и умеренных широтах.

Коэффициент корреляции для разности облачности между тропиками и южными умеренными широтами и чувствительностью климата равен $-0,82$. Коэффициент корреляции между чувствительностью климата и изменением балла облачности при удвоении CO_2 в моделях составляет $-0,80$. Коэффициент корреляции между изменением облачности при удвоении CO_2 и разностью облачности над тропиками ($28^\circ\text{S} - 28^\circ\text{N}$) и южными умеренными широтами ($56^\circ\text{S} - 36^\circ\text{N}$) – $0,75$. Это обстоятельство позволило автору работы выдвинуть гипотезу о том, что такие высокие коэффициенты корреляции имеют место потому, что изменение облачности в климатической системе при изменении температуры происходит вследствие примерно одних и тех же механизмов как в случае удвоения концентрации CO_2 , так и в случае перехода от умеренных широт в тропики. Так, для 4-х самых чувствительных моделей изменение температуры составляет около 4 К , а изменение облачности при глобальном потеплении – около -4% , т.е. около $1\% / \text{К}$.

Отмечено также различие в вертикальном распределении облачности в моделях с высокой и низкой чувствительностью. Статистически значимые отличия сосредоточены в основном в тропиках и субтропиках. Модели с высокой чувствительностью имеют максимум верхней облачности на уровне $100\text{--}200\text{ гПа}$, с низкой – на уровне $200\text{--}300\text{ гПа}$. Кроме того, в нижней тропосфере модели с высокой чувствительностью имеют почти в 2 раза меньше облаков, чем модели с низкой чувствительностью. В южных умеренных широтах в нижней тропосфере, а также вблизи экватора в средней тропосфере модели с высокой чувствительностью имеют больше облаков, чем модели с низкой чувствительностью.

В моделях балл облачности рассчитывается по относительной влажности. Расчеты показали, что в тропиках и субтропиках разность относительной влажности для моделей с высокой и низкой чувствительностью полностью соответствует аналогичной разности для облачности. В тропиках и субтропиках модели в среднем занижают относительную влажность в нижней тропосфере и завышают в верхней. Следовательно, в нижней тропосфере более правильно воспроизводят относительную влажность модели с низкой чувствительностью, а в верхней тропосфере – модели с высокой чувствительностью. В умеренных широтах модели имеют тенденцию завышать относительную влажность в тропосфере почти на всех уровнях.

Оценивались также изменения вертикального профиля облачности при глобальном потеплении в моделях с высокой и низкой чувствительностью. В моделях с высокой чувствительностью в тропиках и умеренных широтах в тропосфере происходит практически повсеместное уменьшение облачности, особенно заметное в верхней тропической тропосфере, где оно достигает 5–6%. Вблизи же тропопаузы происходит рост облачности. В моделях с низкой чувствительностью происходят в основном подобные изменения, но меньшие по величине, а в тропиках и субтропиках в нижней тропосфере изменение облачности близко к нулю. Отличие моделей с высокой и низкой чувствительностью статистически значимо в верхней и нижней тропической и субтропической тропосфере, где модели с высокой чувствительностью дают более сильное уменьшение облачности, а также вблизи тропопаузы и в нижней стратосфере, где модели с высокой чувствительностью дают большее увеличение облачности. Аналогичные изменения относительной влажности в целом близки к изменениям облачности.

При потеплении, обусловленном удвоением содержания CO_2 , и потеплении в тропиках по сравнению со средними широтами происходят не только подобные изменения общего количества облаков, но также и вертикального профиля относительной влажности и облачности. В моделях с высокой чувствительностью при глобальном потеплении, а также в тропиках по сравнению с умеренными широтами наиболее сильное уменьшение облачности происходит в верхней тропосфере (300–400 гПа), а также на верхней границе пограничного слоя (850–900 гПа). В средней тропосфере (600–700 гПа) уменьшение облачности не столь велико. Увеличение количества облаков происходит вблизи тропопаузы, около 100 гПа. Изменения относительной влажности в моделях с высокой чувствительностью соответствуют изменениям облачности. В моделях с низкой чувствительностью самое существенное уменьшение облачности и относительной влажности происходит в средней тропосфере (400–700 гПа), а увеличение – на высотах 100–200 гПа. Абсолютные величины изменений облачности и относительной влажности, нормированные на изменения температуры, как и для общей облачности, в случае глобального потепления и перехода от умеренных широт в тропики примерно одинаковы.

В результате выполненного исследования (Володин, 2008) показано, что в моделях МГЭИК-4 существует подобие между изменением облачности при удвоении содержания CO_2 и разностью облачности в тропиках и южных умеренных широтах, что справедливо как для об-

щей облачности, так и для вертикальных профилей облачности и относительной влажности. Поскольку различная реакция облачности в значительной степени определяет различие чувствительности климата к удвоению CO_2 в различных моделях, то существует корреляция между разностью облачности в южных умеренных широтах и тропиках в современном климате и чувствительностью климата. Аналогичная корреляция существует между распределением относительной влажности и чувствительностью климата. Высокой чувствительности климата соответствует низкое количество облачности в тропиках по сравнению с южными умеренными широтами, а также низкая относительная влажность в тропиках. При этом в моделях с высокой чувствительностью наиболее сильное уменьшение облачности и относительной влажности в тропиках по сравнению с умеренными широтами, а также при глобальном потеплении на планете происходит в верхней тропосфере (300–400 гПа) и в нижней тропосфере (850–900 гПа). При использовании такой закономерности, а также наблюдаемого распределения облачности и относительной влажности получена оценка наблюдаемой чувствительности климата. Она составляет $3,6 \pm 0,3$ К по данным облачности и $3,4 \pm 0,3$ К по данным относительной влажности.

Отмечается также, что модели с высокой чувствительностью отличаются от моделей с низкой чувствительностью изменением коротковолнового радиационного форсинга. Это указывает на большую роль изменения приземной облачности в различном изменении радиационно-облачного форсинга в моделях с высокой и низкой чувствительностью. И если оценивать чувствительность реальной климатической системы только по нижней тропосфере, где изменения облачности наиболее сильно влияют на чувствительность, то тогда чувствительность реального климата должна быть меньше среднего по всем моделям.

В приложении 2 приведены некоторые результаты по воспроизведению современного климата и прогноза его вероятных будущих изменений в XXI веке, полученных с помощью климатической модели ИВМ РАН (Володин, 2009).

Контрольные вопросы к главе 5

1. Развитие моделирования процессов общей циркуляции атмосферы в ГГО им. А.И. Воейкова.
2. Основные уравнения модели ОЦА ГГО.

3. Вертикальное и горизонтальное представления метеорологических полей в модели.
4. Принципы физической параметризации процессов в земной атмосфере.
5. Как учитывались процессы в почве, в верхнем слое океана?
6. Направления совершенствования модели ОЦА ГГО в последние годы.
7. Результаты экспериментов по оценке чувствительности климата к различным методам параметризации облачно-радиационного воздействия.
8. Постановка задачи в модели ОЦА, разработанной в ИВМ РАН.
9. Параметризация в пограничном слое атмосферы.
10. Как учитывались процессы в почве в модели ОЦА ИВМ РАН?
11. Параметризация конвекции, радиации и облачности.
12. Результаты моделирования климата с помощью модели ОЦА ИВМ РАН.
13. Численные эксперименты с МОЦАО ГГО по установлению роли эмиссии сульфатного аэрозоля в стратосферу в изменениях климата.
14. Эксперименты с моделью ИВМ РАН, проведенные в последние годы (учет углеродного цикла; выявление роли облачности).

Глава 6. ПОЛУЭМПИРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КЛИМАТА

Предисловие

В настоящее время становится все более очевидной необходимость построения адекватной теории климата. Такая теория сейчас требуется для дальнейшего понимания взаимодействия природной среды и человечества при его всевозрастающем техническом могуществе.

Основная причина больших затруднений в построении теории климата – чрезвычайная сложность физического объекта, адекватную модель которого необходимо создать. Теория климата по сложности и глубине задач превосходит физический прогноз погоды, так как земная климатическая система, кроме ее наименее инерционной части – атмосферы, включает океан – основной аккумулятор энергии, ледники, земную поверхность и биоту. Все части этой системы находятся в непрерывном взаимодействии и пронизаны прямыми и обратными физико-химическими связями (Хмелевцов, 1988).

Цель теории климата – определить методом физической дедукции средние распределения метеорологических величин в пространстве и во времени и их изменчивость в зависимости от заданных значений внешних факторов климата. При построении теории климата используются методы гидромеханики и термодинамики с учетом закономерностей радиационного переноса энергии и фазовых преобразований воды и других соотношений современной физической метеорологии.

В обзоре исследований по физической климатологии (Будыко, 1980) дан анализ основополагающих работ в этой области, начиная с фундаментальной работы М. Миланковича, который рассчитал распределение средних широтных температур воздуха по данным о приходе радиации на внешнюю границу атмосферы. В модели теории климата Миланковича был сделан ряд упрощений. Так, Миланкович пренебрег влиянием на термический режим парникового эффекта, изменения альбедо с широтой, меридионального переноса тепла, теплообмена, обусловленного фазовыми преобразованиями воды. Тем не менее путем подбора некоторых параметров модели было получено распределение средних широтных температур, более или менее сходное с результатами наблюдений.

В работах Н.Е. Кочина и его учеников было начато применение методов динамической метеорологии для моделирования циркуляции атмосферы. Е.Н. Блинова продолжила эти исследования и построила модель среднего распределения температуры, давления и скорости ветра для северного полушария, которая опередила работы по теории климата, выполнявшиеся в то время за рубежом. Л.Р. Ракипова решила трудную задачу по реалистическому учету физического механизма теплообмена и влагооборота при построении моделей теории климата. В.В. Шулейкин исследовал влияние взаимодействия океана с атмосферой на формирование климата.

В дальнейшем успехи в развитии вычислительной техники сделали возможной разработку численных моделей, воспроизводящих неосредненные поля метеорологических величин.

В работе Манабе и Брайана (1969) разработана численная модель теории климата, включающая учет влияния на климатические условия циркуляции вод в океанах. Холловой и Манабе впервые построили методом физической дедукции карты теплового и водного балансов земной поверхности.

В последние годы опубликован также ряд работ, посвященных влиянию изменения концентрации углекислого газа на климат.

Детальные модели теории климата активно разрабатываются и в нашей стране. Наряду с моделями, воспроизводящими неосредненные поля метеорологических величин, в последние годы многие авторы занимались разработкой энергетических моделей теории климата, которые ценой значительной схематизации получаемых результатов позволяют без больших вычислительных трудностей исследовать общие закономерности генезиса климата. Если в моделях ОЦА данные о тепловом балансе используются главным образом для контроля получаемых результатов, энергетические модели непосредственно основываются на эмпирическом обобщении материалов о тепловом балансе.

Применение энергетических моделей позволило сделать вывод о неоднозначности современного климата (заключение о возможности существования "белой Земли" с очень низкими температурами на всех широтах) и о высокой чувствительности термического режима земной поверхности к изменениям притока тепла, значительно превосходящей чувствительность черного тела, не защищенного атмосферой. Аналогичные заключения были получены также из детальных моделей теории климата.

Модели теории климата, применяемые для расчетов климатических изменений, по мнению автора (Будыко, 1980), должны удовлетворять нескольким требованиям. Первое из них – модель не должна включать эмпирических данных о распределении отдельных элементов климата, в особенности тех, которые существенно меняются в процессе изменений климата. Второе требование – модель должна реалистически учитывать все виды притоков тепла, которые заметно влияют на поле температуры, и обеспечивать выполнение закона сохранения энергии. Третье требование – модель должна включать учет основных обратных связей между различными элементами климата.

Устойчивость климата обеспечивается обратными связями между его элементами, которые называются отрицательными. Эти обратные связи способствуют уменьшению аномалий метеорологических величин и приближению значений этих величин к их климатическим нормам. Пример отрицательной обратной связи – зависимость длинноволнового излучения от температуры земной поверхности. При повышении температуры длинноволновое излучение увеличивается, что соответствует росту расхода тепловой энергии и способствует понижению температуры.

Для изменений климата большое значение имеют положительные обратные связи, которые способствуют увеличению аномалий метеорологических величин и в результате этого уменьшают устойчивость климата. К числу положительных обратных связей относится зависимость абсолютной влажности воздуха от его температуры. При росте температуры в связи с возрастанием испарения с водной или влажной поверхности абсолютная влажность увеличивается.

Большую роль в закономерностях изменений термического режима атмосферы играет другая положительная обратная связь, которая является следствием влияния снежных и ледяных покровов на величину альбедо земной поверхности.

В 70-х годах XX столетия в изучении изменений климата благодаря развитию вычислительной техники, получению новых сведений при помощи ИСЗ, синтезу идей из разных дисциплин произошли крупные сдвиги, которые могут быть названы научной революцией (Изменения климата, 1980).

В 1974 г. на Стокгольмской конференции ПИГАП по физическим основам теории климата и его моделирования впервые понятие климата было определено и проанализировано с точки зрения физики, а не гео-

графии, как это делалось ранее. Проблема климата получила четкую физико-математическую формулировку как проблема статистической гидродинамики атмосферы в ее взаимодействии с океаном и континентами: климат – это статистический ансамбль состояний, которые проходит система океан – суша – атмосфера за периоды времени в несколько десятилетий.

Под статистическим ансамблем понимается множество, состоящее из известных элементов, причем указано, как часто встречается каждый из элементов.

Поскольку состояния системы АОС – многокомпонентные поля, математически климат определяется как многокомпонентное случайное поле. Его полным описанием было бы указание всех конечномерных распределений вероятности для значений компонент этого поля на всевозможных конечных множествах точек пространства. Однако столь полное описание практически неосуществимо. Обычно ограничиваются изучением первых и вторых моментов, т.е. климатических средних значений, дисперсий и корреляций независимых величин (и некоторых функций от них; иногда для описания отклонений одномерных распределений вероятности от гауссовских привлекаются их третьи и четвертые моменты); это, очевидно, не выходит за рамки одноточечных и двухточечных распределений вероятности.

Поскольку система АОС глобальна, климат, по определению, есть понятие глобальное. Он определяется тремя группами факторов (Монин, Шишков, 1979): 1) внешние астрономические факторы – светимость Солнца, положение и движение Земли в Солнечной системе, наклон ее оси вращения к плоскости орбиты и скорость вращения. Эти факторы определяют воздействия на Землю со стороны других тел Солнечной системы: во-первых, ее инсоляцию; во-вторых, гравитационные воздействия Солнца, Луны и других планет, создающие как приливы, так и колебания характеристик орбитального движения и собственного вращения, а потому и колебания в распределении инсоляции по внешней границе атмосферы; 2) внешние (по отношению к АОС) геофизические факторы – размеры и масса Земли, скорость ее вращения вокруг оси, собственные гравитационные и магнитные поля, внутренние источники тепла (и определяемые ими геотермический поток тепла и вулканизм); 3) внутренние геофизические факторы (свойства системы ДОС) – масса и состав атмосферы, особенности подстилающей поверхности (в том числе географическое распределение континентов и океанов и рельеф поверхности

суши), рельеф дна, масса и состав океана, структура деятельного слоя суши.

Физические законы, управляющие поведением системы, определяют изменения ее статистических свойств в ходе ее эволюции во времени, начиная от некоторого начального состояния и до бесконечности. Если все начальные состояния приводят к одному и тому же набору статистических свойств, то система называется транзитивной (или эргодической). Если же существуют два или большее число наборов статистических свойств и одни исходные состояния приводят к одному набору, а другие – к другому, то система называется интранзитивной. Если существуют различные наборы статистических свойств, которые транзитивная система может приобретать, эволюционируя от различных начальных состояний на протяжении длительного, но конечного отрезка времени, то система называется почти интранзитивной (Физические основы..., 1977).

Математические модели климата, созданные к настоящему времени, в большинстве своем транзитивны, однако некоторые из них дают два устойчивых решения, которые напоминают ледниковый и межледниковый климат. Эти последние модели, поскольку они не могут воспроизвести переход от одного климата к другому, являются интранзитивными. Реальность транзитивных, интранзитивных и почти интранзитивных систем подтверждают, кроме математического моделирования, некоторые лабораторные эксперименты и наблюдения в природе. (Будыко, 1980).

Для практики очень важной является проблема предсказания изменений климата. Сложным теоретическим вопросам предсказуемости климатического ансамбля посвящена работа (Сонечкин, 1984). Здесь необходимо отметить, что кроме естественных факторов, влияющих на поведение климатической системы, в последние годы все большее внимание уделяется учету антропогенных воздействий. Для этого есть все основания. Данные мониторинга углекислого газа свидетельствуют о непрерывном возрастании содержания углекислоты в атмосфере.

Современными исследованиями установлено, что существуют три главных пути воздействия хозяйственной деятельности человека на глобальный климат (Борисенков, 1982):

- 1) увеличение содержания углекислого газа, а также, возможно, некоторых других газов, влияющих на парниковый эффект в атмосфере;
- 2) рост производства энергии, потребляемой человеком;
- 3) изменение концентрации атмосферного аэрозоля.

Расчеты по моделям теории климата подтвердили определяющее значение изменений концентрации углекислого газа для климатических изменений, происходивших в конце мезозойской эры и в третичном периоде. Доказано определяющее влияние на колебания климата прозрачности атмосферы, а не изменений солнечной постоянной. Существует ряд отечественных и зарубежных исследований, в которых колебания термического режима за последнее столетие количественно объяснены на основе учета изменений прозрачности.

Внезапное длительное усиление вулканической активности может привести как к возрастанию температуры, связанному с ростом концентрации CO_2 в атмосфере, так и к уменьшению температуры из-за увеличения альбедо атмосферы, обусловленного возрастанием содержания пыли в атмосфере, особенно если пылевые частицы служат ядрами конденсации облаков. В целом влияние вулканической деятельности связано, главным образом, с понижением температуры.

Все это примеры "медленных" изменений климата. Климатической катастрофой для человечества была бы ядерная война, об этом убедительно свидетельствуют оценки, произведенные многими учеными (Будыко, Голицын, Израэль, 1986). Неизбежным последствием взрывов и пожаров явилось бы поступление в атмосферу пыли и пепла в огромном количестве, что привело бы к "ядерной зиме" из-за резкого уменьшения прозрачности атмосферы.

Таким образом, для прогноза изменений климата нужно учитывать не только сложное поведение системы атмосфера – океан – суша во времени, но и предвидеть изменения хозяйственной деятельности человека.

Основные принципы моделирования современного климата рассмотрены на конкретных моделях, излагаемых в последующих параграфах данной главы. Они могут служить иллюстрацией того, что изменения глобального климата можно рассматривать как совокупность детерминированных, происходящих под влиянием внешних по отношению к климатической системе факторов и случайных изменений, которые являются следствием неустойчивости самой климатической системы.

6.1. Полуэмпирическая модель термического режима земной климатической системы

Модель разработана М.И. Будыко в 1968 г. и предназначена для оценки изменений климата. Она основана на следующих соображениях.

При отсутствии атмосферы средняя температура земной поверхности будет определяться условиями радиационного равновесия, т.е. из соотношения

$$\delta\sigma T^4 = \frac{1}{4}S_0(1 - \alpha_*), \quad (6.1)$$

где δ – коэффициент, характеризующий отличие свойств излучающей поверхности от свойств «черного тела»; σ – постоянная Стефана; T – температура поверхности; S_0 – солнечная постоянная; α_* – среднее альбедо Земли.

Соотношение (6.1) выражает собой равенство длинноволнового излучения поверхности Земли и поглощенной радиации. При значениях $\delta = 0,95$, $\sigma = 8,14 \cdot 10^{-11}$ кал/см²·мин, $S_0 = 1,95$ кал/см²·мин, $\alpha_* = 0,33$ средняя температура Земли равна 255 К (-18° С). Средняя же температура воздуха у земной поверхности приблизительно равна 15 °С, т.е. за счет парникового эффекта атмосферы происходит повышение средней температуры воздуха у земной поверхности приблизительно на 33°С. Полученная оценка является условной.

Для того, чтобы оценить влияние притока солнечной радиации и альбедо на среднюю температуру у земной поверхности в реальных условиях, нужно знать зависимость длинноволнового излучения на внешней границе атмосферы от распределения температуры. Эта зависимость устанавливается путем сопоставления данных по длинноволновому излучению, полученных в результате наблюдений или расчетов, с влияющими на него факторами.

Сопоставив данные о средних месячных значениях уходящего излучения с различными элементами метеорологического режима, автору модели удалось установить их зависимость от температуры воздуха вблизи земной поверхности и от облачности. Найденная зависимость выражается в виде эмпирической формулы

$$I_s = a + bT - (a_1 + b_1T)n, \quad (6.2)$$

где I_s – уходящее излучение в ккал/см²·мес, T – температура воздуха в °С, n – облачность в долях единицы; значения коэффициентов таковы: $a = 14,0$; $b = 0,14$; $a_1 = 3,0$; $b_1 = 0,10$.

Влияние остальных факторов на величину уходящего излучения невелико. Однако вывод справедлив для значений уходящего излучения, осредненных за большие периоды времени и относящихся к значительным по площади географическим районам. Физически это объясняется тем, что уходящее излучение в основном формируется в тропосфере, где отклонения температуры от ее среднего вертикального

распределения обычно невелики по сравнению с пространственной изменчивостью температуры или с ее изменениями в годовом ходе.

В формуле (6.2) в неявном виде учтена обратная связь между изменениями излучения, абсолютной влажности и температуры. Правильность формулы подтверждается теоретически и анализом материалов спутниковых наблюдений за уходящим длинноволновым излучением. Для проверки формул, связывающих уходящее излучение с метеорологическими факторами, используется условие равенства уходящего излучения для всего земного шара количеству поглощенной радиации:

$$Q_{sp}(1 - \alpha_{sp}) = I_{sp}, \quad (6.3)$$

где величины $Q_{sp}, \alpha_{sp}, I_{sp}$ относятся к планете в целом, Q_{sp} – приход солнечной радиации на внешней границе атмосферы.

Учитывая, что среднее для земного шара значение I_{sp} равно $20,8 \text{ ккал/см}^2 \text{ мес}$, средняя температура на уровне земной поверхности 15°C , средняя облачность $0,50$, обнаруживается, что условие (6.3) при применении формулы (6.2) выполняется при $\alpha_{sp} = 0,33$. Такое значение планетарного альбедо мало отличается от других современных оценок, что подтверждает правильность формулы (6.2).

Оценки с помощью (6.3) показывают, что при значениях глобального альбедо $0,6 - 0,7$ (земной шар предполагается полностью покрытым снегом и льдом) средняя планетарная температура у земной поверхности будет колебаться от -47°C (при более низком значении альбедо) до -70°C (при более высоком значении альбедо), т.е. полное оледенение Земли неизбежно. Это говорит о том, что имеет место неоднозначное соответствие современных климатических условий внешним климатообразующим факторам.

На термический режим существенное влияние оказывает горизонтальное перераспределение тепла в атмосфере и гидросфере. Результаты исследований по теории климата показали, что для правильного моделирования термического режима необходимо принять во внимание все формы горизонтального переноса тепла в атмосфере и гидросфере, сравнимого с величиной поглощенной солнечной радиации. К их числу относится перенос тепла упорядоченными движениями и макротурбулентностью в атмосфере и гидросфере и перераспределение тепла из-за фазовых преобразований воды. Для решения задачи по оценке всех форм переноса тепла используются материалы о составляющих теплового баланса системы Земля – атмосфера.

Уравнение теплового баланса системы Земля – атмосфера имеет вид

$$Q_s(1 - \alpha_s) - I_s = C + B_s, \quad (6.4)$$

где величина C , равная $F_s + L(E - r)$, есть сумма притоков тепла, F_s – приход или расход тепла в результате горизонтальных движений в атмосфере и гидросфере, $L(E - r)$ – разность затраты тепла на испарение и прихода тепла от конденсации, который считается пропорциональным скорости выпадения осадков r .

Для средних годовых условий член B_s , характеризующий накопление или потерю тепла, равен нулю и приток тепла C равен величине радиационного баланса системы Земля – атмосфера. Так как величины этого баланса могут быть определены либо по данным наблюдений, либо расчетными методами, то одновременно можно найти и значения горизонтального перераспределения тепла.

Предполагается, что значения величины C определенным образом связаны с горизонтальным распределением средней температуры тропосферы, которая тесно связана с температурой на уровне земной поверхности, что подтверждается при сопоставлении средних месячных температур на уровне земной поверхности и на поверхности 500 гПа для различных географических районов и различных времен года. Тем самым можно сделать вывод о наличии зависимости между горизонтальным переносом тепла и распределением температуры у земной поверхности. Так как меридиональный перенос тепла осуществляется в форме передачи тепла от более теплых районов к более холодным, считают величину C зависящей от $(T - T_p)$, где T – средняя температура на данной широте, T_p – средняя планетарная температура нижнего слоя воздуха.

Автором настоящей модели с использованием материалов расчетов величин радиационного баланса системы Земля – атмосфера показано, что средние для широтных зон значения пропорциональны разностям $T - T_p$, т.е. что

$$Q_s(1 - \alpha_s) - I_s = \beta(T - T_p), \quad (6.5)$$

где $\beta = 0,235$ ккал/см²·мес·°С. Формула упрощает учет меридионального перераспределения тепла в модели термического режима.

С помощью (6.2) и (6.5) выводится формула для расчета средней годовой температуры на различных широтах:

$$T = \frac{Q_s(1 - \alpha_s) - a + a_1 n + \beta T_p}{\beta + b - b_1 n}. \quad (6.6)$$

Результаты расчетов термического режима по данной формуле существенно зависят от принятых значений альбедо системы Земля – атмосфера. В первом исследовании Будыко М.И. (1968) использовал два значения альбедо: для области, свободной от ледяного покрова, – 0,32, для области арктических полярных льдов – 0,62.

В реальных условиях альбедо системы Земля – атмосфера сильно зависит от альбедо подстилающей поверхности, альбедо облачности и безоблачной атмосферы, угла падения солнечных лучей на земную поверхность и испытывает существенные вариации по широтным зонам и по времени.

Альбедо системы Земля – атмосфера представляется в виде

$$\alpha = \alpha_c C + \alpha_s (1 - c), \quad (6.7)$$

где α_s – альбедо Земли при безоблачной атмосфере, α_c – альбедо облачного покрова, c – доля земной поверхности, покрытой облачностью.

Вондер Хаар и Эллис получили значения альбедо различных широтных зон путем осреднения спутниковых наблюдений (рис.6.1). На рисунке кривые 1 и 2 характеризуют значения альбедо для Северного и Южного полушарий. Интервалы широт, обозначенные $\Delta\varphi_c$ и $\Delta\varphi_{ю}$, соответствуют областям перехода от безледной зоны к зоне со сплошным ледяным покровом в каждом из полушарий.

Использование данных рис. 6.1 не представляет трудностей при расчете современного распределения температуры. В обоих полушариях при значительном различии в площади полярных льдов и в характеристике оледенений значения альбедо в зоне постоянного ледяного покрова близки к 0,6. В переходных зонах, где ледяной покров занимает только часть пространства, альбедо уменьшается при удалении от полюса.

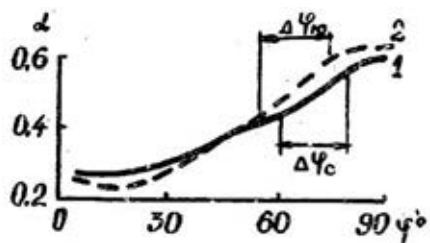


Рис. 6.1. Зависимость альбедо от широты

Для обоснования параметризации альбедо при переменной площади льдов учитывается зависимость средних широтных значений альбедо от облачности. В связи с тем, что имеет место существенное увеличение альбедо облаков с ростом широты из-за уменьшения зенитного

угла Солнца, встает вопрос, в какой мере увеличение альбедо в высоких широтах зависит от наличия ледяного покрова и в какой мере от условий отражения солнечной радиации на верхней поверхности облаков.

При расчетах широтного распределения альбедо необходимо учитывать положение средней границы постоянного ледяного покрова, которая зависит от термических условий.

Оказалось возможным определить коэффициенты формулы для определения длинноволнового излучения (6.2) по материалам спутниковых наблюдений за уходящим излучением

$$I = 16,2 + 0,106T - 4,75n, \quad (6.8)$$

где I – в ккал/см²·мес, T – в °С, n – облачность, выраженная в долях единицы. Уточненное значение коэффициента β оказалось равным 0,232 ккал/см² год °С.

В модели получено с учетом вышеуказанных значений параметров распределение средних температур воздуха на различных широтах (кривая 1 на рис. 6.2). Сравнение этих результатов с эмпирическими данными (кривая 2) указывает на малую величину расхождения между ними (среднее отклонение составляет 1,2°С). Эта величина мала по сравнению с интервалом изменений средних широтных температур воздуха, что указывает на удовлетворительное описание условий реального климата, применяемой моделью.

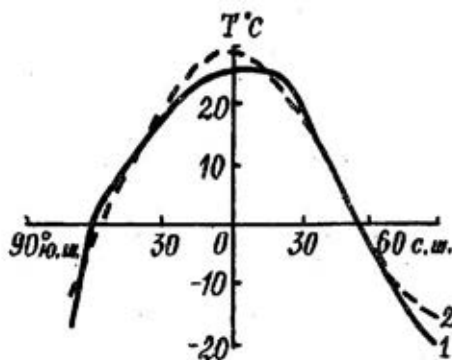


Рис. 6.2. Распределение средней широтной температуры

Автором модели выполнено исследование зависимости средней температуры воздуха у земной поверхности от притока радиации в условиях реальной атмосферы, что позволяет оценивать изменчивость климата во времени. Для этой цели составлялось уравнение теплового баланса для земного шара при солнечной постоянной S

$$\frac{1}{4} S(1 - \alpha) = I_s, \quad (6.9)$$

а также при $S + \Delta S$

$$\frac{1}{4}(S + \Delta S)(1 - \alpha - \Delta\alpha) = I_s + \Delta I_s, \quad (6.10)$$

где $\Delta\alpha$ и ΔI_s характеризуют изменения альбедо и уходящего излучения, соответственно.

Из (6. 9) и (6. 10) следует

$$\Delta S(1 - \alpha - \Delta\alpha) - S\Delta\alpha = 4\Delta I_s. \quad (6.11)$$

При условии, что в интервале изменений температуры воздуха $\Delta T \Delta\alpha = A\Delta T$ и $\Delta I_s = B\Delta T$, а также $|\Delta\alpha| \ll 1 - \alpha$, имеет место соотношение

$$\frac{\Delta T}{\Delta S} = \frac{1 - \alpha}{SA + 4B}. \quad (6.12)$$

Величина B определяется по материалам спутниковых наблюдений за уходящим длинноволновым излучением $B = 0,0024$ кал/см² мин °С. При данном значении B и в предположении, что альбедо системы Земля – атмосфера равно 0,3 и не зависит от температуры воздуха ($A=0$), значение $\Delta T_1 = 1,4^\circ\text{С}$. Оценки чувствительности термического режима (величины ΔT_1) от изменения солнечной постоянной, полученные другими авторами, практически совпадают.

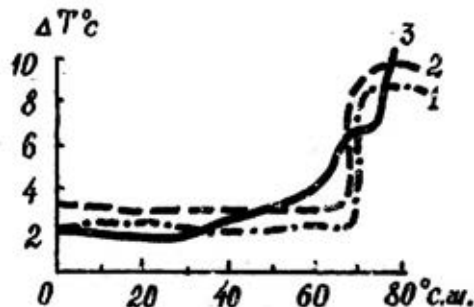


Рис. 6.3. Влияние концентрации углекислого газа на температуру воздуха

Важное значение в последние годы приобретает вопрос о влиянии концентрации углекислого газа на термический режим атмосферы. С помощью различных теорий климата были выполнены оценки влияния массы CO_2 на температуру воздуха, которые оказались сходными (рис. 6.3). На рисунке представлены результаты расчетов изменений средней температуры воздуха у земной поверхности на различных широтах при удвоении концентрации углекислого газа, выполненных по 2 полуэмпирическим моделям теории термического режима атмосферы с различной параметризацией влияния CO_2 на длинноволновое излучение (кривые 1 и 2) (Будыко М.И.) и по моделям об-

щей циркуляции атмосферы (кривая 3) (Манабе, Везеролд). При повышении концентрации углекислого газа от 0,03 до 0,06%, согласно полуэмпирическим моделям, повышение средней температуры нижнего слоя воздуха для Северного полушария ΔT_c составляет 2,5 – 3,5°C.

Проблема выявления изменений температуры воздуха в зависимости от концентрации CO_2 имеет большое практическое значение, поскольку в результате сжигания топлива в атмосферу ежегодно поступает около 5 млрд. т углерода, что свидетельствует о возрастании влияния антропогенного роста CO_2 на климат. По мнению ведущих климатологов, современные изменения концентрации CO_2 еще не привели к крупным изменениям глобального климата, но способны вызвать локальные возмущения.

Анализ материалов по концентрации CO_2 и средней температуры в геологическом прошлом позволяет выявить влияние углекислого газа на температуру воздуха.

Полуэмпирическая теория термического режима атмосферы используется для исследования вопроса об однозначности современного климата. Лоренц на основании анализа уравнений теории климата указал, что возможны два различных варианта решения этих уравнений. Первый из них дает один тип устойчивости климата, который получается в результате осреднения мгновенных состояний полей метеорологических элементов за длительные периоды времени. Такой климат, названный Лоренцом транзитивным, является однозначным для рассматриваемых внешних условий. Второй вариант решения дает несколько типов устойчивого климата, каждый из которых относится к тем же внешним условиям (интранзитивный климат). В этом случае климат может существенно изменяться без видимых внешних причин.

По мнению Лоренца, современный климат может быть "почти интранзитивным", т.е. климат, определенный для длительного, но конечного интервала времени, может зависеть от начальных условий и, следовательно, различаться для разных периодов времени при неизменных внешних факторах. Вопрос о том, является ли современный климат «почти интранзитивным», пока еще не разрешен.

Для выяснения вопроса об однозначности современного климата по полуэмпирической модели термического режима для средних годовых условий была рассчитана зависимость средней широты границы полярного ледяного покрова в Северном полушарии от притока радиационной энергии на внешнюю границу атмосферы. Было показано,

что при уменьшении солнечной постоянной на некоторую критическую величину граница ледяного покрова начинает спонтанно продвигаться к экватору и лед покрывает всю землю (режим "белой Земли"). Это относительное изменение солнечной постоянной оказалось равным 1,6%. Такой режим климата Земли весьма устойчив и характеризуется очень низкими средними температурами на всех широтах.

Рассмотренная модель термического режима атмосферы в дальнейшем ее автором была усложнена и использована для описания термического режима в различные сезоны.

На рисунках 6.4 – 6.7 приводятся эмпирические данные о состоянии облачности и радиационных характеристиках атмосферы и подстилающей поверхности, полученных различными авторами.

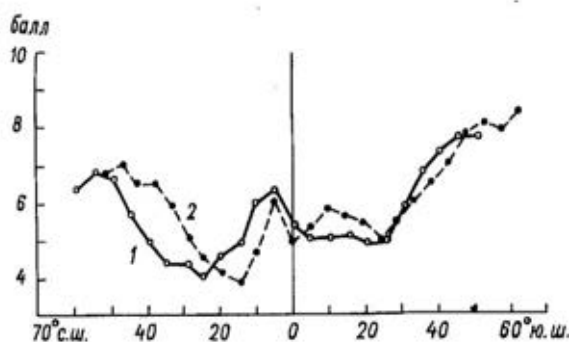


Рис. 6.4. Зональные профили количества облаков по данным спутника «Тайрос»:
1 — июнь — август 1962 г.; 2 — декабрь 1962 г. — февраль 1963 г.

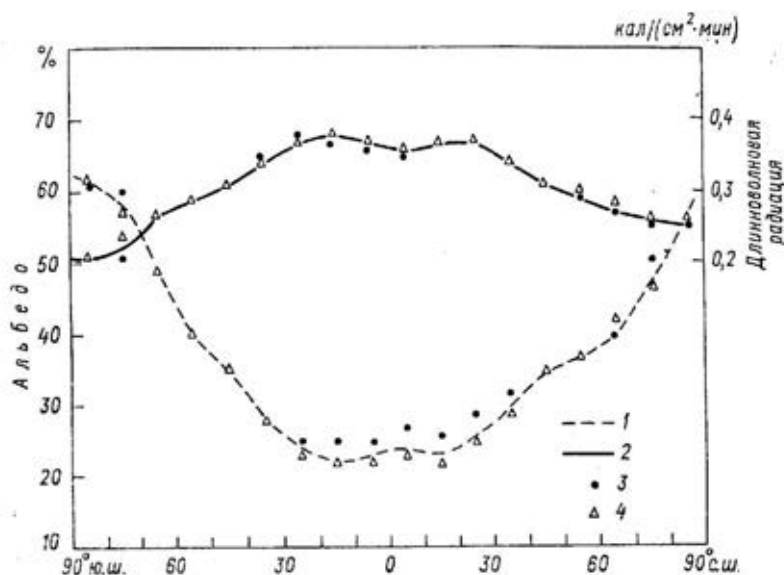


Рис. 6.5. Средние за 1962–1970 гг. годовые меридиональные профили планетарного альбедо (1) и длинноволновой уходящей радиации (2) по данным спутниковых измерений; 3 — материка, 4 — океаны

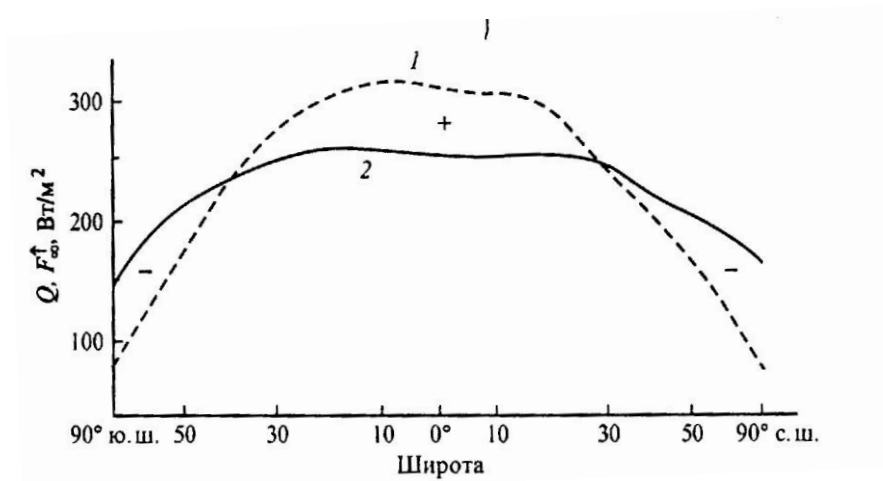


Рис. 6.6. Широтные распределения зонально осредненных значений поглощенного солнечного излучения (1) и уходящего длинноволнового излучения (2)

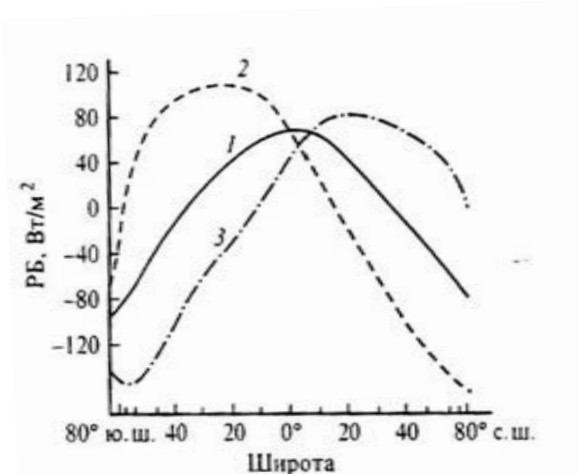


Рис. 6.7. Широтные вариации среднегодового (1) и сезонных (зима и лето) (2,3) радиационных балансов системы атмосфера – подстилающая поверхность

Теория ОЦА и климата находится в стадии интенсивного развития. Этому способствуют постоянное совершенствование методов математического (прежде всего численного) моделирования крупномасштабных атмосферных и океанических процессов, возрастающие мощности современных ЭВМ, накопление данных наблюдений о состоянии окружающей среды, в том числе поступающих от искусственных спутников Земли.

В связи с рядом неблагоприятных климатических явлений (засухи, наводнения), произошедших в отдельных регионах земного шара в 70 – 80-х гг. и вызвавших большие экономические, социальные и

экологические последствия в обществе, среди ученых значительно повысился интерес к проблеме изменений климата, обусловленных естественными и антропогенными факторами.

В целях объединения усилий ученых многих стран в деле изучения климата, его влияния на деятельность человека на Девятом Всемирном метеорологическом конгрессе (1983 г.) была принята Всемирная климатическая программа (ВКП).

Реализация крупных задач этой программы немыслима без создания высокоэффективных средств автоматизированной обработки гидрометеорологических данных со всего земного шара, выполнения многоцелевых численных экспериментов с моделями ОЦА и климата, без развития теории, способной прогнозировать изменения климата в будущем, что имеет большое экономическое и социальное значения.

В связи с этим большое внимание уделяется разработке новых и усовершенствованию существующих моделей ОЦА как конечно-разностных, так и спектральных. Здесь к числу главных проблем относятся следующие:

1) построение физико-математической модели (выявление относительной важности тех или иных физических процессов, поддерживающих общую циркуляцию атмосферы и океана, и формирование моделей, адекватных этим физическим процессам);

2) создание математического аппарата для численного решения трехмерных уравнений гидротермодинамики.

Модели ОЦА имеют и важное прикладное значение: они используются для исследования процессов загрязнения атмосферы различного рода промышленными выбросами, для прогнозирования метеорологических полей.

В заключение следует отметить, что решение сложных проблем по изучению динамики земной климатической системы послужит делу более рационального использования природных ресурсов в народном хозяйстве.

6.2. Нестационарная модель энергетического баланса Земли

Для изучения детерминированных компонентов изменения средней температуры воздуха за период инструментальных метеорологических измерений К.Я. Винниковым и П.Я. Гройсманом (1986) разработана нестационарная модель энергетического баланса Земли, в которой учтены термическая инерция климатической системы, из-

менения альбедо, обусловленные колебаниями прозрачности атмосферы, влияние концентрации CO_2 в атмосфере на длинноволновое уходящее излучение и обратная связь между альбедо и температурой.

Основное уравнение модели для переменных, имеющих годичный период осреднения, записывается в виде

$$q \frac{dT}{dt} = \frac{Q_0}{4} \{1 - \alpha[P(t), T]\} - F[T, g(t)], \quad (6.13)$$

где T – средняя годовая приземная температура воздуха, t – время в годах, q – параметр, характеризующий эффективную теплоемкость климатической системы, Q_0 – солнечная постоянная, α – альбедо системы земля – атмосфера, $P(t)$ – характеристика прозрачности или аэрозольной замутненности атмосферы, F – длинноволновое уходящее излучение, $g(t) = C(t)/C_0$, $C(t)$ – концентрация углекислого газа в атмосфере, $C_0 = \text{const}$.

Для альбедо системы земля – атмосфера в модели используется следующая параметризация:

$$\alpha(P, T) = \bar{\alpha} + \frac{\partial \alpha}{\partial P}(P - \bar{P}) + \frac{\partial \alpha}{\partial T}(T - \bar{T}). \quad (6.14)$$

В формуле (6.14) черта сверху означает временное осреднение, $\frac{\partial \alpha}{\partial P}$ и $\frac{\partial \alpha}{\partial T}$ – параметры, характеризующие чувствительность планетарного альбедо Земли к изменению прозрачности атмосферы и средней температуры воздуха. Согласно М.И. Будыко (1980), длинноволновое уходящее излучение представляется как линейная функция температуры

$$F(T, g) = \Gamma(g)(a + bT), \quad (6.15)$$

где $\Gamma(g) = (1 + \Delta T \frac{4b}{Q_0(1-\alpha)\ln 2} \ln g)^{-1}$, ΔT – параметр чувствительности модели, характеризующий изменение средней годовой приземной температуры воздуха при удвоении содержания CO_2 в атмосфере, оцененное без учета обратной связи между температурой и альбедо системы. Выражение для $\Gamma(g)$ выведено в предположении, что изменение температуры, связанное с появлением дополнительного притока тепла, обусловленного оранжерейным эффектом CO_2 , пропорционально логарифму его относительной концентрации, т.е. $\ln g$.

Выражение (6.13) с учетом (6.14) и (6.15) представляет собой обыкновенное линейное дифференциальное уравнение для T , коэффициенты которого зависят от выбора четырех параметров модели q , $\frac{\partial \alpha}{\partial T}$, $\frac{\partial \alpha}{\partial P}$, ΔT и от переменных $P(t)$ и $g(t)$.

Решение этого уравнения имеет вид

$$T'(t) = T_o A_1(t) + \frac{\partial \alpha}{\partial p} A_2(t) + \Delta T A_3(t), \quad (6.16)$$

где $T'(t) = T(t) - \bar{T}$, $T_o' = T(o) - \bar{T}$,

$$A_1(t) = \exp \left[- \left(\frac{Q_o}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{t}{q} + \frac{b}{q} \int_o^t (1 - \Gamma(\tau)) d\tau \right],$$

$$A_2(t) = - \int_o^t \frac{Q_o}{4q} (P(\tau) - \bar{P}) \exp \left[- \left(\frac{Q_o}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{t - \tau}{q} + \frac{b}{q} \int_\tau^t (1 - \Gamma(s)) ds \right] d\tau,$$

$$A_3(t) = \int_o^t \frac{b \Gamma(\tau) \ln g(\tau)}{q \ln^2} \exp \left[- \left(\frac{Q_o}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial T} + b \right) \frac{t - \tau}{q} + \frac{b}{q} \int_\tau^t (1 - \Gamma(s)) ds \right] d\tau.$$

Данная модель (6.13) – (6.16) используется ее авторами для анализа изменений глобального термического режима Северного полушария за последние сто лет. Для выполнения расчета изменений средней годовой приземной температуры полушария необходимо иметь значения следующих параметров: Q_o , $\bar{\alpha}$, \bar{T} , a , b , C_o , q , $\frac{\partial \alpha}{\partial p}$, $\frac{\partial \alpha}{\partial T}$, ΔT , а также временные ряды характеристик прозрачности атмосферы Северного полушария $P(t)$ и концентрации CO_2 в атмосфере $C(t)$.

Параметры чувствительности модели ΔT и $\frac{\partial \alpha}{\partial p}$ определяются с помощью эмпирических временных рядов $T(t)$, $P(t)$, $C(t)$. В расчетах были использованы следующие значения параметров: $Q_o = 1380 \text{ Вт/м}^2$, $\bar{\alpha} = 0,31$, $\bar{T} = 14,4^\circ \text{C}$, $a = 208 \text{ Вт/м}^2$, $b = 2 \text{ Вт/м}^2 \cdot \text{K}$.

Величина параметра $\frac{\partial \alpha}{\partial T}$, характеризующего обратную связь в глобальной климатической системе между температурой и альбедо, определяется с помощью приближенной формулы

$$\frac{\partial \alpha}{\partial T} \approx -4b(1 - 1/K)/Q_o, \quad (6.17)$$

где K – коэффициент усиления, равный отношению оценки чувствительности глобально осредненной приземной температуры воздуха, полученной с учетом обратной связи между альбедо и температурой, к оценке чувствительности без учета этой обратной связи ($K = 1,25$).

С учетом значения $K \frac{\partial \alpha}{\partial T} \approx -0,0012 \text{ K}^{-1}$.

Значительно сложнее выбрать количественное значение параметра q , характеризующего эффективную теплоемкость глобальной климатической системы. Выполненный авторами модели анализ позволил им получить для Северного полушария значение величины

$q = 1,7 \text{ Вт год}/\text{м}^2 \cdot \text{К}$ и $\tau = 0,15$ года (τ – параметр, характеризующий отставание изменений теплосодержания глобальной климатической системы Северного полушария от изменений приземной температуры воздуха); для Южного полушария $q = 4,6 \text{ Вт. год}/\text{м}^2 \cdot \text{К}$, $\tau = 0,14$ года. Эксперименты по оценке параметров чувствительности глобальной климатической системы показали, что более обоснованным является выбор величины $q = 5 \text{ Вт год}/\text{м}^2 \cdot \text{К}$.

С использованием эмпирических данных о переменных $T(t)$, $P(t)$, $g(t)$ за 1883–1977 гг. в работе получены оценки неизвестных параметров $\frac{\partial \alpha}{\partial p}$ и ΔT . Для Северного полушария $\Delta T = 2,6 \pm 0,5^\circ \text{С}$.

Выполненные в (Винников, 1986) расчеты показали, что для объяснения причин изменения термического режима Северного полушария в течение последнего столетия недостаточно учесть влияние колебаний прозрачности атмосферы, но также необходимо принять во внимание последствия роста содержания CO_2 в атмосфере.

6.3. Факторный анализ многолетней динамики глобального термического режима приземного слоя воздуха

В условиях дефицита понимания причин, лежащих в основе потепления климата, изучение его факторной природы приобретает особую актуальность. С учетом весьма сложного функционирования глобальной климатической системы и недостаточной развитости глобального геофизического мониторинга рассчитывать на полное и быстрое решение указанной задачи не приходится. Однако к частичному ее решению все же можно подойти, исходя из результатов многомерного статистического анализа имеющихся данных глобального геофизического мониторинга. Ниже приводятся некоторые итоги исследования, полученные в указанном направлении (Верещагин, Переведенцев, Шанталинский, 2003).

Исследованием предусматривались: 1) тестирование ограниченного комплекса геофизических признаков разного происхождения в отношении целесообразности и эффективности их использования для объяснения многолетней динамики и экстраполяции глобально (и по полушариям) осредненных средних годовых температур приземного слоя воздуха (СГТВ), 2) выявление наиболее мощных источников межгодовой изменчивости СГТВ, 3) диагностика интерактивных свойств составляющих указанного комплекса.

В основу анализа были положены верифицированные ряды СГТВ (Boden T.A., 1999), полученные путем обобщения инструментальных наблюдений на мировой метеорологической сети станций в «школе по изучению окружающей среды» университета Восточной Англии.

Качественный состав тестируемого (факторного) комплекса и использованный при этом объем выборки (1900–1987 гг.) определялись доступностью данных геофизического мониторинга. В него вошли средние годовые величины чисел Вольфа (W), индексов Южного колебания ($ЮК$) и геомагнитной активности K_p , концентрации CO_2 , ледовитости приатлантического сектора Арктики ($ЛА$) и прозрачности атмосферы ($ПА$). Источником данных о величинах W , CO_2 , $ЮК$, $ПС$ (продолжительности суток) послужила информация, размещенная на соответствующих сайтах системы «Интернет». Ежегодные значения $ЛА$, K_p и $ПА$ были заимствованы из публикаций (Слепцов-Шевлевич, 1998 и Груза, 1992), где одновременное наличие сведений о них ограничено интервалом времени 1900–1987 гг.

О многолетней динамике глобального (приземного) термического режима приведены некоторые сведения, которые будут полезны для последующего изложения.

В рядах СГТВ со середины XIX в. обнаруживается нерегулярный, но вместе с тем отчетливо выраженный («ступенчатый») тренд потепления. Эта особенность хорошо видна из результатов сглаживания СГТВ с помощью низкочастотного фильтра Поттера, когда разрешающая его способность регулировалась так, что пропускались лишь те составляющие многолетней динамики СГТВ, длины периодов колебаний которых (L) удовлетворяли условию $L \geq 30$ лет.

Из результатов подобной фильтрации рядов СГТВ следует, что процесс современного потепления развивался неравномерно, при этом темпы потепления на Земле в целом и Северном полушарии возрастали. Если до начала 1940 гг. на Земле в целом и Северном полушарии они составляли 0,096 и 0,190°C/10 лет, то в последние три десятилетия XX столетия они уже составляли 0,184 и 0,246°C/10 лет, соответственно, вплотную приблизившись к аналогичным показателям, ожидаемым экспертами (Израэль и др., 2001) в XXI в. В интервале времени между 1944 и 1964 гг. процесс глобального потепления прерывался слабовыраженным похолоданием. На Южном полушарии потепление последних десятилетий развивалось заметно медленнее (0,107°C/10 лет).

Рост темпов потепления (с начала 1970 гг.) на Северном полушарии сопровождался возрастанием межгодовой изменчивости СГТВ, в то же время на Южном полушарии наблюдалось некоторое увеличение устойчивости термического режима. Сказанное, несомненно, свидетельствует о весьма сложной и изменчивой природе формирования многолетней динамики СГТВ.

В качестве меры информативности линейно учитываемых вариаций группировки факторов (x_1, x_2, \dots, x_n) на динамику СГТВ (результативный признак) рассматривались величины функций определенности их поведения (ФОП) (Шторм, 1970) .

$$S = [\sigma_t^2(x_1, x_2, \dots, x_n)] / \sigma^2(t), \quad (6.18)$$

где $\sigma_t^2(x_1, x_2, \dots, x_n)$ – дисперсия СГТВ, воспроизводимая учетом совокупного действия вариаций указанной группировки признаков, $\sigma^2(t)$ – полная дисперсия СГТВ (t).

Как видно, ФОП определяет ту часть неопределенности поведения СГТВ, которая снимается учетом совокупного действия факторов x_1, x_2, \dots, x_n . Вполне очевидно, что $0 \leq S \leq 1,0$.

Разности

$$\Delta S_i = S(x_1, x_2, \dots, x_i) - S(x_1, x_2, \dots, x_{i-1}) \quad (6.19)$$

рассматривались как мера относительного вклада в $\sigma^2(t)$, присоединяемого к ранее учтенному комплексу факторов x_1, x_2, \dots, x_{i-1} нового (x_i).

Т а б л и ц а 6.1

ФОП СГТВ при учете вариаций полной группировки
тестируемых факторов ($S_{0.001}=0,258$)

№ п/п	Характеристика рядов СГТВ	l , годы	Земля в целом	Северное полушарие	Южное полушарие
1.	Несглаженные ряды	0	0,719	0,640	0,747
2.	Сглаженные ряды ($L \geq 30$ лет)	0	0,894	0,861	0,943
3.	Несглаженные ряды	1	0,708	0,659	0,709
4.	То же	2	0,705	0,643	0,711
5.	То же	3	0,736	0,683	0,723
6.	То же	4	0,744	0,706	0,720
7.	То же	5	0,744	0,710	0,710
8.	То же	6	0,737	0,700	0,708

П р и м е ч а н и е: Здесь и в последующих табл. 6.4–6.6 в круглых скобках показаны наибольшие случайные значения ФОП при уровне значимости $\alpha=0,001$.

Оценка информативности тестируемого факторного комплекса $S(l)$ осуществлялась как при синхронном ($l=0$ лет), так и асинхронном ($l \geq 1$ г.) учетах вариаций его компонентов, когда временной ряд СГТВ относительно момента фиксирования комплекса сдвигался на l лет вперед (табл. 6.1).

Из табл. 6.1 следует, что во всех случаях величины ФОП больше $S_{0.001}$, так что использование вариаций тестируемой группировки факторов для объяснения текущей динамики ($l=0$) и экстраполяции ($l \geq 1$ г.) СГТВ вполне оправдано. Надежность указанного утверждения превышает 99,9%.

В зависимости от вида представления рядов СГТВ синхронный учет вариаций компонент комплекса объясняет от 64,0% (Северное полушарие) до 74,7% (Южное полушарие) всей полноты разнообразия $[\sigma^2(t)]$ несглаженной и от 86,1% до 94,3%, соответственно, сглаженной многолетней динамики СГТВ. Можно также видеть, что восприимчивость СГТВ к вариациям факторного комплекса на Южном полушарии во всех случаях несколько выше, чем на Северном.

С увеличением величин сдвигов l в изменениях ФОП прослеживается (кажущейся, на первый взгляд, парадоксальной) тенденция к их некоторому увеличению. Однако надежность такого вывода невелика (чуть более 31%), поскольку при изменениях величин сдвигов $\Delta l = 1$ г. изменения ординат ФОП (ΔS_i) не выходят за пределы средней квадратической погрешности их определения $\sigma(S_i)$. Так что поведение ФОП при $l \geq 1$ г. свидетельствует скорее не столько об их увеличении, сколько о некоторой устойчивости «климатической памяти» рассматриваемого комплекса факторов.

Ниже мы сможем убедиться в том, что это важное свойство комплекса объясняется тем, что уже при $l \geq 2$ г. климатические асинхронные связи между вариациями его составляющих и СГТВ обеспечиваются в основном вариациями наиболее инерционных (во времени) факторов: CO_2 и $ПС$.

Был выполнен анализ факторной зависимости многолетней (1900–1987 гг.) динамики СГТВ с использованием метода частной корреляции. Указанный метод полезен в тех случаях, когда необходимо оценить знак и тесноту линейной связи между результативным (6.1) и факториальным (i) признаками “в чистом виде”, исключив искажающее влияние на нее других признаков, что немаловажно для понимания истинной природы климатических связей.

По разности между общим (полным) r_{li} и частным $r_{li,k,m}$ коэффициентами корреляции можно составить объективное представление о характере и величине искажающего влияния исключаемых признаков (k, m) на характер и тесноту связи между 1-м и i -м признаками, оценить обоснованность включения в линейную регрессионную модель (для описания поведения признака 1) i -го, если факторы k и m в ней уже учтены.

Из сравнения абсолютных значений частных коэффициентов корреляции 6 порядка (табл. 6.2) вытекает, что к числу наиболее мощных источников изменений глобального термического режима следует отнести, в первую очередь, вариации $ЛА$, $ЮК$ и $СО_2$.

С изменением качественного и количественного состава исключаемых из связей между 1-м (СГТВ) и i -м признаками факторов коэффициенты частной корреляции заметно варьируют, и в некоторых случаях (см., например, динамику тех же коэффициентов корреляции между $ЛА$, K_p и СГТВ) наблюдается и обращение их знаков. Это свидетельство о том, что компоненты факторного комплекса находятся в состоянии сложного взаимодействия между собою (интерактивны).

Сравнение общих и частных коэффициентов корреляции (при фиксированном i) показывает, что влияние вариаций большинства тестируемых признаков на динамику СГТВ могло бы быть много большим. Однако совокупным искажающим действием вариаций других факторов оно существенно ослабляется («маскируется»). Например, видно, что влияние вариаций $СО_2$ на динамику СГТВ, если о нем судить по величине ФОП, занижается на 24,31%. В еще большей мере «маскируются» устойчивые отрицательные связи между вариациями $ЮК$, $ЛА$ и СГТВ (на 68,64% и 59,28%, соответственно). Существенное «маскирующее» влияние (на 21,84%) претерпевает также и прямая положительная связь между вариациями W и СГТВ.

Следующая из эмпирических данных (табл. 6.2) прямая отрицательная связь между вариациями $ЛА$ и СГТВ ($r_{13} = -0,19$) является результатом весьма сильного ее искажения (по знаку и величине) вариациями $СО_2$. Взаимодействие между вариациями K_p и СГТВ сильно искажается влиянием на них вариаций $W, ЛА, ЮК, СО_2$ особенно после присоединения к ним вариаций $ЛА$.

Анализ физического содержания указанных выше межфакторных взаимодействий, несомненно, представляет значительный интерес. Однако он уже выходит за рамки возможностей метода частной корреляции. Климатологическая значимость межфакторных взаимо-

действий в геофизической среде и связанных с ними «маскирующих» эффектов вполне очевидна. Нетрудно понять, что в отсутствии их произошли бы значительное возрастание неустойчивости (частоты повторения и интенсивности аномалий) термического режима и ухудшение его предсказуемости.

Проблема фильтрации искажений в климатических связях приобретает все большую актуальность в связи с развернувшейся острой полемикой вокруг возможности выделения из современного потепления антропогенной составляющей. Результаты тестирования (табл. 6.2) дают повод еще раз убедиться в высокой степени сложности решения этой задачи.

Отбор факторов, оказывающих наибольшее влияние на многолетнюю динамику СГТВ. Поскольку вариации составляющих тестируемого факторного комплекса в той или иной мере взаимосвязаны, вполне естественно возникает вопрос о том, каким минимальным набором факторов можно ограничиться для адекватного описания (в рамках линейной регрессии) многолетней динамики СГТВ, не потеряв при этом полезную информацию? Иными словами, какие факторы можно принять как «сильные», а какие как «избыточные», учитывая, что полезная информация, заложенная в последних, частично уже учтена первыми? Поиск ответов на эти вопросы позволяет оценить относительную роль каждого индивидуально рассматриваемого фактора для объяснения многолетней динамики СГТВ.

Для выяснения указанных вопросов использовалась методика (Krubein, 1954), базирующаяся на принципах последовательного регрессионного анализа, комбинаторики, сортировки и взвешивания исследуемых факторов. Она позволяет в конечном итоге выстраивать некую иерархию непрерывно пополняемых (путем присоединения новых факторов) группировок, обеспечивающих максимально быстрый рост ординат ФОП СГТВ (табл. 6.3)¹.

Методика легко адаптируется для поиска ответов на указанные выше вопросы как при синхронном, так и асинхронном учете действия вариаций факторного комплекса на динамику СГТВ. Необходимо также иметь в виду, что полученные выводы имеют выборочное значение, т.е. они справедливы лишь по отношению к данному составу тестируемого комплекса. Универсальность выводов возрастает по мере расширения его состава.

¹ В табл. 6.3 и далее всюду очередность записи факторов определяется в порядке уменьшения их вкладов (ΔS_i) в ФОП СГТВ.

Т а б л и ц а 6.2

Общая (полная) и частная синхронная линейная корреляция между глобально осредненными СГТВ (1) и средними годовыми значениями различных факторов

Коррелируемые факториальные признаки						
$W(2)$	$ПА(3)$	$ЮК(4)$	$CO_2(5)$	$ЛА (6)$	$K_p (7)$	$ПС (8)$
Коэффициенты общей корреляции						
$r_{12}=0,29$	$r_{13}=-0,19$	$r_{14}=-0,40$	$r_{15}=0,68$	$r_{16}=-0,59$	$r_{17}=0,55$	$r_{18}=-0,38$
Коэффициенты частной корреляции						
$r_{12..3} = 0,27$	$r_{13..2} = - 0,16$	$r_{14..2} = - 0,39$	$r_{15..2} = 0,71$	$r_{16..2} = - 0,58$	$r_{17..2} = 0,49$	$r_{18..2} = - 0,37$
$r_{12,3,4} = 0,29$	$r_{13,2,4} = - 0,13$	$r_{14,2,3} = - 0,42$	$r_{15,2,3} = 0,70$	$r_{16,2,3} = - 0,56$	$r_{17,2,3} = 0,47$	$r_{18,2,3} = - 0,49$
$r_{12,3,4,5} = 0,24$	$r_{13,2,4,5} = 0,39$	$r_{14,2,3,5} = - 0,44$	$r_{15,2,3,4} = 0,71$	$r_{16,2,3,4} = - 0,59$	$r_{17,2,3,4} = 0,54$	$r_{18,2,3,4} = - 0,50$
$r_{12,3,4,5,6} = 0,21$	$r_{13,2,4,5,6} = 0,32$	$r_{14,2,3,5,6} = - 0,48$	$r_{15,2,3,4,6} = 0,58$	$r_{16,2,3,4,5} = - 0,37$	$r_{17,2,3,4,5} = 0,31$	$r_{18,2,3,4,5} = - 0,39$
$r_{12,3,..5,6,7} = 0,53$	$r_{13,2,..6,7} = 0,57$	$r_{14,2,3,..6,7} = - 0,91$	$r_{15,2,3,..6,7} = 0,83$	$r_{16,2,3,..5,7} = - 0,97$	$r_{17,2,3,..6} = - 0,19$	$r_{18,2,3,..5,6} = - 0,37$
$r_{12,3,..5,6,7,8} = 0,55$	$r_{13,2,..6,7,8} = 0,45$	$r_{14,2,3,..6,7,8} = - 0,92$	$r_{15,2,3,..7,8} = 0,84$	$r_{16,2,3,..7,8} = - 0,97$	$r_{17,2,3,..6,8} = - 0,21$	$r_{18,2,3,..6,7} = - 0,38$

П р и м е ч а н и е. При изменении числа степеней свободы от 80 до 85 величины наибольших случайных общих и частных коэффициентов корреляции r_α изменяются незначительно, принимая значения (в зависимости от задаваемого уровня значимости α), соответственно, $r_{0.05} \cong 0,21$; $r_{0.01} \cong 0,27$; $r_{0.001} \cong 0,036$.

Т а б л и ц а 6.3

ФОП несглаженных, глобально осредненных СГТВ
при синхронном учете различных группировок факторов

№ п/п	Группировки учитываемых факторов	ФОП СГТВ (S)	ΔS	$\sigma(S)$
1.	CO_2	0,4624		0,0821
2.	$CO_2, ПС$	0,5662	0,1048	0,0734
3.	$CO_2, ПС, ЮК$	0,6526	0,0884	0,0627
4.	$CO_2, ПС, ЮК, K_p$	0,6928	0,0408	0,0577
5.	$CO_2, ПС, ЮК, K_p,$ $ПА$	0,7068	0,0140	0,0563
6.	$CO_2, ПС, ЮК, K_p,$ $ПА, ЛА$	0,7168	0,0100	0,0534
7.	$CO_2, ПС, ЮК, K_p,$ $ПА, ЛА, W$	0,7194	0,0026	0,0534

В качестве критерия для отбора наиболее сильных факторов (НСФ) (табл. 6.4; 6.5) принималось условие $\Delta S_i > \sigma(S_i)$. В предположении нормального распределения S_i выполнимость неравенства означает, что надежность P распознавания дальнейшего увеличения ординат ФОП СГТВ после присоединения к тестируемому комплексу i -го фактора не меньше 68.3 %, при правосторонней асимметрии распределения S_i (что ближе к истине) оценки P могут быть заметно большими.

Т а б л и ц а 6.4

Группировки НСФ и соответствующие им, синхронно оцениваемые
величины ФОП СГТВ

Земля в целом	Северное полушарие	Южное полушарие
1. Несглаженная динамика СГТВ		
$CO_2, ПС, ЮК$ $S = 0,652 (0,177)$ $\delta S = 0,067$	$CO_2, ПС, ЮК$ $S = 0,548 (0,177)$ $\delta S = 0,092$	$CO_2, ЮК$ $S = 0,681 (0,159)$ $\delta S = 0,066$
2. Сглаженная динамика СГТВ ($L \geq 30$ лет)		
$CO_2, ПС, ЛА$ $S = 0,868 (0,177)$ $\delta S = 0,025$	$CO_2, ПС, ЛА$ $S = 0,823 (0,177)$ $\delta S = 0,038$	$CO_2, ЛА$ $S = 0,918 (0,159)$ $\delta S = 0,025$

Из анализа табл. 6.4 следует, что при синхронной интерпретации несглаженной динамики СГТВ решающее значение имеет учет вариаций $CO_2, ПС, ЮК$ (Земля в целом, Северное полушарие) и $CO_2,$

ЮК (Южное полушарие), а сглаженной динамики – CO_2 , *ПС*, *ЛА*, соответственно. Неучитываемые при этом величины $\Phi O П$ СГТВ (δS) не выходят за пределы 9–14% их полных значений (учет полного состава тестируемой группировки) при описании их несглаженной (табл. 6.3) и 3–6% – сглаженной динамики.

Качественный состав группировок НСФ в обоих случаях во многом совпадает (CO_2 , *ПС*). Отличие их состоит в том, что если при объяснении несглаженной динамики важен учет вариаций малоинерционного признака (*ЮК*), то при описании сглаженной динамики взамен *ЮК* предпочтение должно быть отдано учету вариаций более инерционного признака (*ЛА*).

Далее обратим внимание еще на два важных обстоятельства: 1) отсутствие в списках НСФ вариаций *ПА*, климатообразующая значимость которых сомнений не вызывает; 2) наличие в списках НСФ (Земля в целом, Северное полушарие) вариаций *ПС* и их отсутствие в тех же списках для Южного полушария (табл. 6.4, 6.5).

Т а б л и ц а 6.5

Группировки НСФ и соответствующие им величины
несглаженных СГТВ при различных величинах их сдвига
относительно момента фиксирования группировок

Сдвиг <i>l</i> (годы)	Масштабы пространственного осреднения СГТВ		
	Земля в целом	Северное полушарие	Южное полушарие
1.	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,621(0,159)$	<i>ЛА</i> , CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,601(0,177)$	CO_2 $S = 0,624(0,120)$
2.	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,661(0,159)$	<i>ЛА</i> , CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,618(0,177)$	CO_2 $S = 0,640(0,120)$
3.	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,723(0,159)$	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,666(0,159)$	CO_2 $S = 0,689(0,120)$
4.	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,727(0,159)$	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,683(0,159)$	CO_2 $S = 0,672(0,120)$
5.	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,689(0,159)$	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,683(0,159)$	CO_2 $S = 0,672(0,120)$
6.	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,699(0,159)$	CO_2 , <i>ПС</i> $S = 0,612(0,159)$	CO_2 $S = 0,672(0,120)$

Первое из указанных обстоятельств легко объясняется: большая часть полезной климатической информации, заложенной в вариациях *ПА*, оказывается уже учтенной в вариациях более информативных признаков: CO_2 , *ПС*, *ЮК* (табл. 6.3). Объяснения второй

особенности следует искать, по-видимому, в существенных различиях процессов обмена импульсом между атмосферой и твердой оболочкой Земли. Если исходить из того, что в указанных процессах важная роль должна принадлежать горным системам, то можно предположить, что «пассивность» участия вариаций *ПС* в формировании многолетней динамики СГТВ на Южном полушарии связана с его большей гладкостью.

Из сравнения данных табл. 6.5 и 6.4 следует, что при асинхронном ($l \geq 1$ г.) учете воздействий вариаций тестируемого комплекса на поведение СГТВ списки НСФ заметно сокращаются. При переходе от $l = 0$ (табл. 6.4) к $l = 1$ г. (табл. 6.5) из перечня НСФ сначала «выпадают» климатически весьма информативные, но наименее инерционные вариации *ЮК*. При $l = 1-2$ г. (Северное полушарие) вариации *ЮК* замещаются более инерционными (*ЛА*) [19], а при $l \geq 3$ г. в перечнях НСФ (Земля в целом, Северное полушарие) остаются вариации лишь наиболее инерционных признаков (*CO₂*, *ПС*).

Наиболее быстрое сокращение списка НСФ (с ростом l) наблюдается при экстраполяции СГТВ на Южном полушарии. При $l \geq 1$ г. решающее значение принадлежит учету вариаций *CO₂* (табл. 6.5). Сказанное наводит на мысль о том, что широко обсуждаемая проблема возможных климатических последствий антропогенных выбросов *CO₂* наиболее актуальна применительно к условиям Южного полушария.

Из табл. 6.5 следует также, что указанные в ней комплексы НСФ обладают значительным объемом «климатической памяти».

В зависимости от масштаба пространственного осреднения СГТВ и величин сдвигов (l) учет вариаций НСФ позволяет воспроизводить от 60 % (Северное полушарие, $l=1$ г.) до 72,7% (Земля в целом, $l=4$ г.) полных дисперсий экстраполируемых СГТВ. Таким образом, возможность использования НСФ (табл. 6.5) в качестве предикторов при составлении прогнозов многолетней динамики СГТВ представляется вполне оправданной.

Факторная обусловленность исторических особенностей многолетней динамики глобально осредненных СГТВ (1900–1987 гг.). Как уже отмечалось выше, процесс глобального потепления в XX в. развивался неравномерно. Анализ несглаженных рядов СГТВ показывает, что после периода длительного подъема СГТВ (1908–1944 гг.) последовало некоторое похолодание (1944–1964 гг.), сменившееся за-

тем периодом наиболее интенсивного потепления, наблюдавшегося в последние десятилетия.

Как показывают данные табл. 6.6, состав НСФ в указанные периоды подъемов СГТВ был во многом близок (ЮК, CO₂). В обоих случаях потепления развивались на фоне увеличения частоты и интенсивности теплой фазы ЮК, что с наибольшей интенсивностью проявилось в начале современной (после 1964 г.) волны потепления. Соответственно этому и темпы потепления этого периода оказались наиболее высокими.

Факторная природа похолодания 1944–1964 гг. была иной и отличалась большим разнообразием. В перечне НСФ мы снова видим те же вариации ЮК. Однако, в отличие от сценариев упоминавшихся потеплений, при похолодании 1944–1964 гг. в поведении ЮК преобладала тенденция к увеличению частоты повторения и интенсивности его холодной фазы ($\bar{x} > 0$). Определенный вклад в понижение температуры внесли и другие факторы: снижение прозрачности атмосферы, увеличение ледовитости (ЛА). Существенно меньшая величина ФОП при этом указывает, по-видимому, на то, что для более полного понимания природы указанного похолодания следовало бы привлечь к рассмотрению, помимо тестируемых, дополнительные информативные факторы.

Выводы. 1. Многолетняя динамика планетарного термического режима в 1900–1987 гг. имела сложную, многофакторную природу ее происхождения. «Участие» в ее формировании тестируемого факторного комплекса подтверждается с высокой надежностью.

2. Влияние вариаций большинства индивидуально рассматриваемых факторов на динамику СГТВ существенно ослабляется «маскирующим» действием вариаций других компонент комплекса. Так, например, влияние вариаций CO₂ на динамику СГТВ при этом занижается на 24,31%. В еще большей степени ослабляется влияние вариаций ЮК и ЛА (на 68,64% и 59,28%, соответственно). Интерактивность вариаций компонентов геофизической среды обеспечивает наблюдаемые уровни устойчивости глобального термического режима и его предсказуемости.

Т а б л и ц а 6.6

Группировки НСФ и соответствующие им ФОП глобально осредненных, несглаженных СГТВ в периоды потеплений и похолоданий в XX столетии

Климатические периоды	Группировки НСФ и соответствующие им величины ФОП	Краткая характеристика поведения факторов
1. Потепление 1908–1944 гг.	$ЮК, CO_2$ $S=0,765 (S_{0,001}=0,354)$	<ol style="list-style-type: none"> 1. <i>ЮК</i>: Наличие многолетней систематической тенденции к уменьшению среднегодовых величин индекса при средней годовой многолетней его величине $\bar{x} = -0,014$; годы с особо крупными отрицательными их значениями: 1912, 1919, 1940. 2. CO_2: умеренный рост концентрации.
2. Похолодание 1944–1964 гг.	$ЮК, ПА, CO_2, ЛА$ $S=0,476 (S_{0,05}=0,429)$	<ol style="list-style-type: none"> 1. <i>ЮК</i>: тенденция к увеличению индексов при среднем (за период) их значении $\bar{x}=0,058$, возрастание частоты особо крупных положительных среднегодовых их величин (1950, 1956 гг.). 2. <i>ПА</i>: снижение прозрачности атмосферы. 3. CO_2: быстрый рост концентрации. 4. <i>ЛА</i>: Уменьшение площадей льдов до середины 1950 гг., после чего они быстро увеличивались.
3. Потепление 1964–1987 гг.	$ЮК, CO_2, W$ $S=0,869 (S_{0,001}=0,548)$	<ol style="list-style-type: none"> 1. <i>ЮК</i>: Устойчивая многолетняя тенденция к уменьшению среднегодовых значений индекса, средняя за период его величина составила $\bar{x} = -0,212$, возрастание интенсивности и частоты проявлений больших отрицательных его значений (1965, 1982 гг.). 2. CO_2: быстрое возрастание скорости накопления. 3. <i>W</i>: на фоне 10–12 летней цикличности солнечной активности устойчивая долгопериодная тенденция к ее постепенному увеличению.

3. От 54,8% до 68,1% всей полноты многообразия $[\sigma^2(t)]$ несглаженной и от 82,3% до 91,8% – сглаженной динамики СГТВ (1900–1987 гг.) объясняются совместным учетом вариаций признаков планетарного масштаба (CO_2 , ПС) и крупномасштабного теплового взаимодействия атмосферы и океана (ЮК, ЛА). При этом вариации CO_2 , ПС «отвечают» в основном за формирование длиннопериодической, а вариации ЮК, ЛА – короткопериодической ее составляющей. Указанный комплекс признаков обладает значительным объемом «климатической памяти» и может быть использован как информативный предиктор в прогнозах многолетней динамики СГТВ.

4. Глобальное потепление 1908–1944 гг. и начало его современной волны (после 1964 г.) развивались на фоне увеличения частоты проявлений и интенсивности теплой фазы ЮК, а похолодание 1944–1964 гг. – на фоне увеличения частоты проявлений и интенсивности холодной фазы ЮК, ухудшения ПА и увеличения (со середины 1950 гг.) ЛА.

6.4. Климатическая модель промежуточной сложности ИФА РАН

Согласно (Мохов, Демченко, Елисеев и др., 2002), пространственное разрешение КМ ИФА РАН составляет $4,5^\circ$ по широте и 6° по долготе. Вертикальная структура в модели описывается восемью слоями в атмосфере (до уровня 80 км), тремя слоями в океаническом блоке и двумя слоями для суши. В модели учитываются, кроме характеристик атмосферы – океана – суши, биосферные эффекты с использованием модифицированной BATS – схемы и изменения морского льда. В КМ переменные представляются в виде долгопериодных крупномасштабных компонент с характерными пространственным и временным масштабами в несколько сотен километров и несколько суток и синоптических вариаций. Используемые в модели параметризации синоптических процессов позволяют значительно увеличить эффективность численных расчетов и проводить серии численных экспериментов сравнительно быстро.

Рассмотрим, следуя вышеуказанной работе, результаты численных экспериментов с климатической моделью ИФА РАН для периода с середины XIX до конца XXI века (1860–2100 гг.) с различными сценариями изменения содержания углекислого газа в атмосфере. Радиационный эффект изменений других парниковых газов в атмосфере пересчитывается в соответствующие дополнительные изменения содержания CO_2 в атмосфере. При одном из сценариев (I) содержание

CO₂ в атмосфере для 1860–1990 гг. задавалось по данным наблюдений, а для 1991–2100 гг. задавался рост CO₂ со скоростью 0,7% в год. При другом сценарии (II) содержание CO₂ в атмосфере для 1860–1990 гг. также задавалось по данным наблюдений и не менялось после 1990 г.

С помощью КМ ИФА РАН дана оценка глобальных и полушарных изменений температуры и атмосферных осадков, вариаций индекса Северо-Атлантического колебания для периода 1860–2040 гг. Дан анализ региональных изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря, а также крупнейших сибирских рек Обь, Енисей и Лена, впадающих в Северный Ледовитый океан, оценивались возможные изменения вечной мерзлоты при различных сценариях.

В этой работе представлены изменения межгодовых вариаций приповерхностной температуры δT относительно среднего режима 1961–1990 гг. для земли в целом δT_{ge} , Северного и Южного полушарий с середины XIX века до конца XX века при сценарии I изменения содержания ПГ в атмосфере. Для сравнения приведены также соответствующие расчеты для XXI века с использованием климатических моделей общей циркуляции ЕСНАМ4/ОРУС3 и Had CM3, а также при неизменном содержании в КМ ИФА РАН парниковых газов в атмосфере после 1990 г. (сценарий II).

Для всего общего периода инструментальных данных и модельных расчетов 1860–2000 гг. средняя величина δT_{ge} получена равной $-0,15^{\circ}\text{C}$ как по эмпирическим данным, так и для модели ИФА РАН. При этом межгодовая изменчивость δT_{ge} в модели несколько больше, чем по эмпирическим данным. Среднеквадратические изменения (СКО) δT_{ge} равны, соответственно, $0,28^{\circ}\text{C}$ и $0,22^{\circ}\text{C}$.

В соответствии со сценарием IS92 а, при котором для периода 1991–2100 гг. задается рост концентрации CO₂ в атмосфере со скоростью 0,7% в год, глобальная приповерхностная температура в КМ ИФА РАН к середине XXI века возрастет примерно на $1,4^{\circ}\text{C}$ относительно базового режима 1961–1990 гг. Согласно расчетам с вышеупомянутыми климатическими моделями общей циркуляции с изменением и других ПГ, глобальное потепление к середине XXI века должно быть около 2°C . Различия связаны с учетом в оценках с использованием КМ ИФА РАН изменений радиационного форсинга только за счет CO₂ и неучетом изменений радиационного форсинга за счет других парниковых газов.

В последнем 30-летнем периоде XXI века глобальная приповерхностная температура в КМ ИФА только за счет увеличения содержания углекислого газа в атмосфере по сценарию IS92a должна возрасти относительно базового режима (1961–1990 гг.) примерно на 2,0°C, а для СП и ЮП – примерно на 2,6°C и 1,5°C, соответственно. При сценарии II глобальная приповерхностная температура возрастет в КМ ИФА в XXI веке при неизменности содержания CO₂ в атмосфере после 1990 г. примерно на 0,3°C, а для СП и ЮП – примерно на 0,4°C и 0,2°C, соответственно.

Авторы данной модели отмечают, что при совместном учете в сценариях возможных антропогенных изменений в атмосфере содержания парниковых газов и аэрозоля радиационный и температурный эффекты из-за других парниковых газов, кроме углекислого, существенно компенсируются противоположными по знаку эффектами за счет атмосферного аэрозоля, в частности сульфатного.

В КМ ИФА анализировались осадки. Согласно данным табл. 6.7, средние значения осадков в модели находятся в диапазоне неопределенности эмпирических данных и результатов реанализа. При этом межгодовая изменчивость глобальных осадков (СКО) в КМ ИФА РАН (12–13 мм/год) меньше, чем по эмпирическим данным для периода 1979–1998 гг. (21 мм/год) и по результатам реанализа для периода 1958–1998 гг. (26 мм/год). В то же время СКО межгодовой изменчивости глобальных осадков в КМ ИФА РАН получено больше, чем в ЕСНАМ4/ОРУС3 (около 4 мм/год) и HadCM 3 (около 5 мм/год).

Т а б л и ц а 6.7

Глобальные осадки, в том числе отдельно над сушей и океаном,
по модельным расчетам в сопоставлении с различными
эмпирическими данными и данными реанализа

Осадки, мм/год	Глобальные	Суша	Океан
КМ ИФА РАН (1860–1960 гг.)	1002	714	1127
КМ ИФА РАН (1961–1990 гг.)	1012	722	1138
Эмпирические данные	964–1130	694–800	1066–1270
Реанализ (1958–1998 гг.)	978	776	1059

В соответствии со сценарием IS92 а при изменении только содержания CO_2 в атмосфере глобальные осадки в КМ ИФА РАН к середине XXI века должны возрасти примерно на 6% относительно базового режима 1961–1990 гг. К концу XXI века глобальные осадки в КМ ИФА РАН согласно расчетам должны возрасти относительно базового периода (1961–1990 гг.) примерно на 10%. При сценарии II глобальные осадки в КМ ИФА РАН возрастают в XXI веке при неизменности содержания углекислого газа в атмосфере после 1990 г. на величину около 1%.

В модели рассмотрены изменения атмосферной циркуляции. В качестве индикатора изменений циркуляционного режима атмосферы анализировался индекс Северо-Атлантической осцилляции (САО), который заметно влияет на изменения климатического режима в СП. Индекс САО определяется нормированной (на СКО) разницей давлений на уровне моря для центров действия атмосферы в Северной Атлантике – Азорского антициклона и Исландского циклона

$$I_{\text{CAO}} = (P_{\text{AZ}} - \langle P_{\text{AZ}} \rangle) / \sigma_{\text{AZ}} - (P_{\text{IC}} - \langle P_{\text{IC}} \rangle) / \sigma_{\text{IC}}, \quad (6.20)$$

где P_{AZ} и P_{IC} – давление в Азорском антициклоне и Исландском циклоне, соответственно, угловые скобки обозначают осреднение за определенный период времени, σ_{AZ} и σ_{IC} – соответствующие СКО за тот же период. Кроме того, анализировались изменения характеристик Арктической осцилляции (АО), связанной с САО.

Проведено сравнение межгодовых вариаций зимнего индекса САО (декабрь – март) по результатам численных расчетов КМ ИФА РАН при сценарии IS92 а (I) увеличения CO_2 в атмосфере с соответствующими вариациями по данным наблюдений в XIX–XX вв. Модель хорошо воспроизводит эмпирическую межгодовую дисперсию индекса САО. По эмпирическим данным, СКО САО равно 1,1 для периода 1860–1997 гг. В КМ для этого же периода СКО оценено равным 1,2 и при сценариях I и II. Для КМОЦ ЕСНАМ4/ОРУС3 соответствующая величина СКО САО получена равной 1,9 и 1,8 в численных экспериментах при антропогенном сценарии IS92 а и без антропогенного воздействия.

Отмечаются изменения зимнего индекса САО по результатам численных расчетов КМ ИФА с середины XIX до середины XXI вв. при 3-летнем скользящем осреднении для сценария I антропогенных изменений.

В модели важное внимание уделяется гидрологическим проблемам. В частности, рассмотрены вариации гидрологического цикла в

бассейне Каспийского моря, которые ярко проявились в XX веке в виде сильных изменений уровня Каспийского моря. Уровень Каспия – самого большого в мире замкнутого водного резервуара – может служить индикатором не только региональных, но и глобальных климатических изменений.

Площадь акватории Каспийского моря составляет 380 тыс. км², общая площадь водосбора впадающих в море рек равняется 1837 тыс. км². Вариации уровня моря связаны главным образом со стоком Волги и видимым испарением с поверхности моря. На сток Волги приходится около 82% от общего речного стока, что составляет в среднем около 240 км³ в год. Изменения стока Волги зависят в основном от изменений общего количества осадков на водосборе, зависящих от интенсивности циклонической деятельности.

При пространственном разрешении КМ ИФА РАН на водосбор Волги приходится 18 модельных ячеек. Речной сток Q в модели определялся как разность между осадками P и испарением E на водосборе. Результаты анализа таковы.

Среднее значение стока Волги, по данным наблюдений для периода 1882–1996 гг., составляет 245 (± 44) км³/год, а среднее значение стока для того же периода, по модельным расчетам для КМ ИФА, равно 230 (± 45) км³/год. В скобках приведены СКО. Отмечается хорошее согласие модельных и эмпирических оценок.

Среднее значение осадков в бассейне, по данным наблюдений для периода 1900–1996 гг., составляет 544 (± 57) мм/год, а среднее значение региональных осадков для того же периода, по модельным данным, равно 603 (± 47) мм/год. Оценка осадков для модели переоценивает эмпирическую примерно на 11% – на величину СКО. Межгодовая изменчивость стока, характеризуемая СКО, в модели несколько меньше (\sim на 18%), чем по эмпирическим данным.

Различия между оценками стока Волги в разных моделях КМОЦ заметно больше, чем для разных сценариев (I и II) изменений стока с КМ ИФА РАН. Все модели выявили общую тенденцию увеличения осадков в бассейне Каспийского моря и стока Волги к концу XXI века. В целом сток Волги в XXI веке в КМ ИФА увеличивается по сравнению с XX веком на 18% при сценарии I и на 6% – при сценарии II. Отмечена также тенденция увеличения изменчивости стока в XXI веке по сравнению с XX веком на 11–13% при сценариях I и II.

Аналогичный анализ был проведен для гидрологического режима крупнейших сибирских рек – Обь, Енисей и Лена – впадающих

в Северный Ледовитый океан. Изменения гидрологического цикла в бассейнах сибирских рек, впадающих в СЛО, могут существенно изменить режим солености океана из-за изменения стока этих рек. Вследствие этого возможны заметные изменения не только регионального, но и глобального климатического режима. Это связано с изменением режима формирования морского льда, океанической термохалинной циркуляции, в том числе Атлантической.

В работе выполнены модельные и эмпирические расчеты гидрологических характеристик сибирских рек и дан их сравнительный анализ.

Т а б л и ц а 6.8

Тренды стока Q и осадков в бассейнах P сибирских рек
(в мм на единицу площади водосбора за 100 лет)
по модельным расчетам для XX и XXI веков.
В скобках значения СКО

$Q = P - E$, мм/год	$100 \, d \, Q/dt$	Обь	Енисей	Лена
XX – XXI	КМ ИФА РАН	11(±13)	15(±20)	13(±8)
	КМОЦ	2–33 (±10–12)	2–21 (±9–11)	8–14 (±9–12)
	КМ ИФА РАН	56 (±14)	48 (±18)	65 (±9)
	КМОЦ	31–36 (±12–13)	43–51 (±11–12)	56–67 (±10–12)
P , мм/год	$100 \, d \, Q/dt$			
XX – XXI	КМ ИФА РАН	23(±17)	33(± 24)	28 (± 11)
	КМОЦ	24–50(± 12–13)	32–51 (±9–11)	23–30(±9–11)
	КМ ИФА РАН	95(±20)	91(±22)	95(±12)
	КМОЦ	62–81(±14–17)	102–120 (±11–15)	120–126(±11–12)

В табл. 6.8 представлены модельные оценки трендов стока рек Обь, Енисей и Лена, а также осадков в их бассейнах в КМ ИФА РАН для XX и XXI вв. Как видно из этой таблицы, тренды стока сибирских рек в XX веке, за исключением стока реки Обь, в HadCM3 незначимы. Для XXI века тренды стока всех рек оценены значимыми для всех трех моделей. Тенденции изменения осадков во всех случаях оценены значимыми. Тренды рассматриваемых характеристик в XXI веке значительно увеличиваются по сравнению с XX веком.

Выявлено общее увеличение модельного стока сибирских рек в целом для XXI в. по сравнению с XX в. Выявлена также тенденция увеличения диапазона вариаций стока сибирских рек. Общее увеличение модельного стока сибирских рек в целом для XXI в. по сравнению с XX в. связано с соответствующим увеличением осадков в бассейнах рек. Выявлена также тенденция увеличения диапазона вариаций осадков в бассейнах сибирских рек в XXI в. относительно XX в.

В КМ ИФА РАН оценивались также возможные изменения вечной мерзлоты при различных сценариях. Предполагалось, что граница сплошной вечной мерзлоты соответствует среднему значению среднегодовой температуры поверхности -7°C . Дополнительно привлекался индекс относительной суровости I_m . Были получены значения вариаций площади с температурными условиями, благоприятными для образования сплошной вечной мерзлоты. Согласно проведенным расчетам, КМ ИФА РАН хорошо воспроизводит средний режим вечной мерзлоты в СП в целом. При этом климатическая модель промежуточной сложности в целом описывает особенности пространственно-временного распределения территории с условиями вечной мерзлоты, в частности, в Восточной Сибири. В то же время выявлены заметные региональные различия с эмпирическими данными (завышение площади с условиями, благоприятными для существования вечной мерзлоты в модели для района Урала и северной части Европы). Показано, что модели КМ ИФА РАН и КМОЦ, удовлетворительно воспроизводящие современное значение площади сплошной мерзлоты, близки по ее чувствительности к увеличению глобальной приповерхностной температуры, а также близки к соответствующим оценкам по палеореконструкциям.

В последние годы уделяется большое внимание оценке вклада метана в природные процессы. Сотрудники ИФА РАН с помощью КМ рассмотрели взаимодействие метанового цикла и процессов в болотных экосистемах.

В работе (Елисеев, Мохов, Аржанов, Демченко, Денисов, 2008) отмечено, что в последнее время в ряде мировых центров развиваются климатические модели с интерактивным углеродным циклом. Одним из основных результатов численных экспериментов с такими моделями является установление положительной обратной связи между климатом и углеродным циклом, увеличивающим содержание углекислого газа в атмосфере pCO_2 и антропогенное потепление. Рассматриваемая модель – климатическая модель ИФА РАН (КМ ИФА РАН) дополнена блоком

термофизики почвы и метановым циклом, учитывающим отклик на вариации климата эмиссий метана болотными экосистемами. Важность такого подхода объясняется тем, что в настоящее время парниковый радиационный форсинг сравним с соответствующим радиационным форсингом углекислого газа ($\approx 0,5 \text{ Вт/м}^2$ и $\approx 1,5 \text{ Вт/м}^2$, соответственно) при росте концентрации метана (CH_4) в атмосфере с $630\text{--}720 \text{ млрд}^{-1}$ в доиндустриальный период до $\approx 1800 \text{ млрд}^{-1}$ в начале XXI века.

В настоящее время эмиссия метана с влажными экосистемами (включая болота) является одним из основных источников метана, составляя $90\text{--}234 \text{ Мт CH}_4/\text{год}$ при общей интенсивности источников метана (включая антропогенные) $600 \pm 80 \text{ Мт CH}_4/\text{год}$.

В субполярных регионах суши, где ожидается наибольший рост температуры при будущих изменениях климата, может также оказаться важным эффект деградации вечной мерзлоты (ВМ), приводящий к вовлечению в биогеохимические процессы большие слои почвы с соответствующим увеличением производства метана. Для болот Западной Сибири запас углерода в почве оценивается $\approx 70 \text{ ГтС}$. При дальнейшем потеплении климата накопленный углерод может выделяться в атмосферу в виде метана или углекислого газа с соответствующим парниковым эффектом.

С КМ ИФА РАН были проведены численные эксперименты с учетом различных комбинаций антропогенного парникового и сульфатного воздействий на климат, заданных в соответствии с оценками по данным наблюдений для XVII–XX столетий и со сценариями SRES AIB, A2 и B1 для XXI в. (Climate Change, 2001).

В модели представлено описание блока термофизики почвы, блока эмиссий метана болотными экосистемами и метанового цикла атмосферы.

Метановый цикл атмосферы описывается балансовым уравнением для его концентрации в атмосфере $p\text{CH}_{4,a}$ в приближении хорошо перемешанного газа

$$\frac{dPCH_{4,a}}{dt} = \frac{E_{CH4,ant} + E_{CH4,nat}}{\beta_{CH4}} - pCH_{4,a} \left(\frac{1}{\tau_{CH4,s}} + \frac{1}{\tau_{CH4,a}} \right), \quad (6.21)$$

где $E_{CH4,ant}$ и $E_{CH4,nat}$ – антропогенные и естественные эмиссии метана $\beta_{CH4} = 2,75 \text{ Мт CH}_4/\text{млрд}^{-1}$, $\tau_{CH4,s} = 150 \text{ лет}$ и $\tau_{CH4,a} = 10,5$ – характерные времена разложения метана в почве и атмосфере, соответственно. Эффективное время жизни метана в атмосфере модели составляет 9,8 лет.

Основным химическим реагентом, обеспечивающим сток метана в атмосфере, считается радикал OH^{\cdot} . Как следствие, атмосферный сток метана $p\text{CH}_{4,a}/\tau_{\text{CH}_{4,a}}$ соответствует окислению CH_4 с образованием CO_2 . Соответствующее молярное количество CO_2 добавляется к ежегодному изменению его содержания в атмосфере, рассчитанному блоком углеродного цикла КМ ИФА РАН.

Естественные эмиссии метана представлены в виде суммы эмиссий болотными экосистемами и остальных эмиссий естественно-го происхождения.

С полученной моделью проведены контрольный доиндустриальный эксперимент, а также численные эксперименты для XVII–XXI вв. с учетом форсинга за счет парниковых газов и тропосферных сульфатных аэрозолей. Получено, что КМ ИФА РАН в целом воспроизводит доиндустриальные и современные характеристики сезонного протаивания/промерзания грунта и метанового цикла. В XXI веке при общем потеплении площадь распространения вечной мерзлоты сокращается на 4 млн. км². Эмиссии метана болотными экосистемами для доиндустриального и современного периодов, равные 130–140 Мт CH_4 /год, к концу XXI в. возрастают до 170–200 Мт CH_4 /год. Концентрация метана в атмосфере при агрессивном сценарии антропогенного воздействия А2 монотонно возрастает \approx до 3900 млрд⁻¹. При более умеренных сценариях А1В и В1 она растет вплоть до середины XXI в., достигая \approx 2100–2400 млрд⁻¹, а затем уменьшается. Окисление метана в воздухе приводит к небольшому дополнительному росту концентрации CO_2 в атмосфере. Учет взаимодействия процессов в болотных экосистемах и метанового цикла в КМ ИФА РАН приводит к дополнительному росту содержания метана в атмосфере на 10–20% в зависимости от сценария антропогенного воздействия и момента времени. Причинами этого служат температурная зависимость интегрального производства метана и увеличение длительности теплого периода в почве. Однако связанные с этим увеличение мгновенного парникового радиационного форсинга атмосферного метана и повышение средней приповерхностной температуры воздуха невелики (глобально $< 0,1$ Вт/м² и $< 0,05$ К, соответственно).

Отметим, что в ИВМ РАН также выполняются модельные исследования по циклу метана. Так, в работе Володина (2008) дано описание результатов моделирования с помощью МОЦАиО ИВМ РАН, в которую был включен цикл метана. Этот цикл состоит из расчета потока метана из болотных экосистем и расчета концентрации метана

в атмосфере по потоку из почвы и заданному потоку вследствие деятельности человека. С моделью проведен численный эксперимент по воспроизведению изменений климата и метанового цикла в 1860–2100 гг. Модель в основном правильно воспроизводит наблюдаемый рост метана в XIX–XX вв., хотя в ней и не получается стабилизация концентрации метана в начале XX в. Основной вклад в увеличение концентрации метана в атмосфере вносит рост выбросов метана вследствие деятельности человека. Неучет роста потока метана из почвы приводит к занижению предсказанного глобального потепления в 2081–2100 г. всего на 0,25 градуса. В 2081–2100 гг. по сравнению с 1981–2000 гг. происходит рост потока метана из почвы в тропиках на 30–40%, в умеренных и высоких широтах – до 50%.

Изменение климата планеты происходит под влиянием как естественных, так и антропогенных факторов. К числу естественных факторов относятся солнечная и вулканическая активность, явления Эль-Ниньо/Ла-Нинья.

Сильнейшие межгодовые вариации глобальной приповерхностной температуры и регионального климата связаны с явлениями Эль-Ниньо/Ла-Нинья. Эль-Ниньо характеризуется аномальным увеличением температуры поверхности океана (ТПО) в восточной и центральной экваториальной областях Тихого океана и происходит нерегулярно с интервалами в 2–7 лет. Противоположная фаза этого явления называется Ла-Нинья. Два наиболее интенсивных за последнее столетие эпизода Эль-Ниньо отмечены в течение последних двух десятилетий – эпизоды 1982–1983 гг. и 1997–1998 гг. При этом в 1998 г. приповерхностная температура была рекордно высокой как для Земли в целом, так и для отдельных полушарий, за весь период доступных инструментальных данных с середины XIX века. Эффекты Эль-Ниньо выявлены в различных регионах Земли.

Возможные механизмы формирования явлений типа Эль-Ниньо рассмотрены в работе (Мохов и др., 2000). В частности, в (Gu, Philander, 1995) с помощью вейвлет – анализа данных COADS – изучались декадные вариации амплитуды ЭНЮК. Показано, что интенсивность ЭНЮК была относительно большой в 1890–1905 гг., затем уменьшалась в период 1915–1950 гг. и резко увеличилась после 1960 г.

И.И. Мохов (2000) выполнил анализ амплитудно-частотных характеристик ЭНЮК, их взаимосвязи и эволюцию. Использовались данные для ТПО в районах Ниньо-3 (150° W – 90° W, 5° N – 5° S) и Ниньо-4 (160° E – 150° W, 5° N – 5° S) для периода 1903–1994 гг.

На основе анализа эволюции амплитуды и периода ЭНЮК и их взаимосвязи с использованием аппроксимации каждого цикла временного ряда ТПО в районе Ниньо-3 гармоническим осциллятором выявлена общая тенденция усиления и учащения явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья. При этом амплитуда колебания ТПО в районе Нинья-3 была относительно небольшой до начала 1950-х гг. с последним заметным ростом в целом для последних десятилетий. На фоне долгопериодных изменений проявляются значительные междекадные вариации.

В работе (Елисеев, Мохов, 2008) дается оценка вклада в глобальное потепление последнего столетия внешнего естественного воздействия – вулканической активности. Отмечается, что среди естественных внешних воздействий, значимых на масштабах десятилетий и столетий, можно выделить изменение светимости Солнца (включая как циклические компоненты, так и трендовую составляющую) и вулканическую активность.

В результате крупных вулканических извержений в атмосферу выбрасывается большое количество соединений серы, большая часть которых оказывается в стратосфере, где остается в течение 1–2 лет. Охлаждающий глобальный мгновенный радиационный форсинг для наиболее сильных извержений по абсолютной величине достигает 3–5 Втм⁻², а для сильнейшего за последние 200 лет извержения вулкана Тамбора – ≈ 6 Вт м⁻². Как следствие, вулканические извержения приводят к похолоданию климата в течение 1–2 лет. В частности, после извержения вулкана Тамбора лето 1816 г. было аномально холодным. С другой стороны, зимой, следующей после извержения вулкана в тропиках или субтропиках, отмечается потепление над сушей вне тропических широт СП и ЮП. Последнее связывают с откликом циркуляции тропосферы (развитием положительной фазы Арктического и Антарктического колебаний) и усилением адвективного переноса тепла с океанических регионов на сушу. Зимнее потепление суши СП не проявляется при извержениях высоких широт, например, при извержении вулкана Катмай. Отмечается также, что уменьшение притока солнечной радиации к поверхности океана вызывает уменьшение испарения и соответствующее уменьшение осадков.

При увеличении повторяемости вулканических извержений в отдельные периоды они могут привести к заметному похолоданию климата в эти периоды. Так, совместное уменьшение солнечной постоянной и усиление вулканической активности считаются основной

причиной развития малого ледникового периода XVII–XIX вв. В свою очередь, уменьшение вулканической активности и рост солнечной постоянной могут служить причиной как средневекового климатического оптимума IX–XII веков, так и потепления, наблюдавшегося в первой половине XX века.

В работе (Елисеев, Мохов, 2008) приводятся описание схемы учета вулканического воздействия в климатической модели промежуточной сложности ИФА РАН и оценка влияния вулканической активности на вариации климата последних нескольких столетий.

Модель включает в себя блоки переноса коротковолновой и длинноволновой радиаций, конвекции, образования облаков и осадков. В схеме переноса коротковолновой радиации учитывается влияние облаков, водяного пара, озона и тропосферных сульфатных аэрозолей. В блоке переноса длинноволновой радиации учитываются температура и влажность атмосферы, облачность, углекислый газ, метан и закись азота. Крупномасштабная динамика атмосферы (с масштабом больше синоптического) описывается явно. Синоптические процессы параметризуются в предположении гауссовости их ансамблей. КМ ИФА РАН включает в себя блоки углеродного и метанового циклов. Характеристики морского льда в КМ ИФА РАН рассчитываются диагностически, в зависимости от приповерхностной температуры атмосферы и ТПО. Гидрология почв в рассматриваемой версии модели предписана. Горизонтальное КМ составляет $4,5^\circ$ широты и 6° долготы и 8 уровней по вертикали в атмосфере (до 80 км).

В численном эксперименте VOL учитывалось только вулканическое воздействие на систему. Зонально осредненная оптическая толщина вулканических аэрозолей в этом эксперименте для 1610–1889 гг. была задана по среднегодовым данным, а для 1890–2000 гг. — по среднемесячным.

Наряду с этим численным экспериментом был также проведен численный эксперимент GHG SASOL, в котором учитывалось антропогенное воздействие на климат за счет антропогенных ПГ, тропосферных сульфатных аэрозолей и вариаций солнечной постоянной.

Все указанные численные эксперименты были проведены в виде ансамблей, каждый из которых состоит из 16 членов с различными начальными условиями. Общая длина проанализированных численных экспериментов составила 18768 модельных лет.

Анализ результатов ансамблевых численных экспериментов показал, что модель реалистично воспроизводит среднегодовой отклик

приповерхностной температуры атмосферы T_s и осадков на крупнейшие извержения как на глобальном, так и региональном масштабах. В частности, уменьшение глобальной среднегодовой температуры T_s в КМ после крупнейших извержений второй половины XX века – вулканов Агунг (1963 г.), Эль-Чичон (1982 г.) и Пинатубо – составляет 0,28 К и 0,27 К и 0,46 К, соответственно, в согласии с оценками данных наблюдений. Отклик T_s на отдельные извержения в КМ максимален над сушей СП. При этом зимнее похолодание в модели оказывается намного больше летнего. Для извержений вулканов высоких широт последнее согласуется с наблюдениями и результатами численных экспериментов по другим климатическим моделям.

В КМ ИФА РАН вулканические извержения приводят к общему уменьшению осадков, наиболее заметному также над сушей средних и высоких широт СП. Это в целом согласуется с оценками по данным наблюдений. На масштабе десятилетий вулканическая активность приводит к вариациям T_s порядка 0,1 К.

В численных экспериментах с учетом естественного и антропогенного форсинга модель воспроизводит общее изменение приповерхностной температуры за последние несколько веков. При этом учет вулканического воздействия на климат, наряду с учетом воздействия за счет изменения светимости Солнца, позволил частично воспроизвести потепление в начале и конце XX века и похолодание в его середине.

Кроме того, вулканические извержения могут быть использованы для оценки эффективности способа предотвращения глобального потепления, связанного с контролируруемыми эмиссиями соединений серы в стратосферу (Будыко, 1974; Израэль, 2005).

В заключение главы приведены некоторые результаты численных экспериментов с КМ ИФА РАН (новая версия модели с использованием модели общей циркуляции океана) при современных начальных и граничных условиях, а также при увеличении содержания углекислого газа в атмосфере (Мурышев, Елисеев, Мохов, Дианский, 2009). Полученные результаты по воспроизводству климатических характеристик находятся в хорошем согласии с фактическими данными. Так, среднегодовая глобальная приповерхностная температура для современного режима по результатам вычислений составляет 13,5°C, а согласно данным наблюдений для базового периода 1961–1990 гг. – 14°C. Региональные значения модельной приповерхностной температуры воздуха и ТПО согласуются с данными наблюдений в пределах нескольких градусов.

Величина среднегодовых глобальных осадков в КМ ИФА РАН составляет 1097 мм/год и согласуется с эмпирическими данными.

Глобальное значение общего количества облаков по модельным расчетам составляет 0,6. В модели воспроизводятся приэкваториальный максимум облачности и субполярные максимумы общей облачности в обоих полушариях.

Горизонтальные течения в океане также воспроизводятся удовлетворительно (Гольфстрим, Куроисио, Антарктическое циркумполярное течение, западные пассатные течения на экваторе).

Равновесная температурная чувствительность новой версии КМ ИФА РАН к удвоению содержания углекислого газа в атмосфере составила 2,9 К, что находится в середине диапазона неопределенности 2 – 4,5 К по оценкам с использованием современных глобальных моделей климата различной сложности.

Контрольные вопросы к главе 6

1. Роль антропогенных факторов в изменении климата.
2. Какой принцип заложен в полуэмпирическую модель климата, разработанную М.И. Будыко?
3. Вывести формулу для расчета среднеширотных температур.
4. Оценка чувствительности термического режима к внешним воздействиям.
5. Понятие транзитивного, интранзитивного и «почти интранзитивного» климата.
6. Особенности нестационарной модели климата.
7. Какие геофизические факторы играют определяющую роль в изменениях современного климата?
8. Понятие функции определенности поведения.
9. Результаты факторного анализа многолетней динамики термического режима.
10. Каковы возможности моделирования природных и антропогенных процессов с помощью климатической модели промежуточной сложности ИФА РАН?

Глава VII. КЛИМАТ ПРОШЛОГО. ПРОГНОЗ КЛИМАТА БУДУЩЕГО

Предисловие

В данной главе излагаются вопросы, касающиеся изменений климата прошлых эпох и его прогноза на XXI столетие. И если колебания климата в доиндустриальный период происходили за счет естественных факторов, то сценарии будущего климата в большинстве случаев строятся с учетом антропогенного воздействия на климатическую систему. Известно, что изменения климата оказывают большое влияние (как положительное, так и негативное) на экологическое состояние окружающей природной среды, деятельность различных отраслей экономики, здоровье человека, что требует соответствующей адаптации. Академик М.И. Будыко в одной из своих работ «Климат и биосфера» (Современные проблемы экологической метеорологии и климатологии, 2005) приводит данные о тяжелых последствиях климатических катастроф для живой природы, которые возникали и возникают во все времена. Поэтому в Оценочном докладе Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, том II целиком посвящен последствиям изменений климата.

В седьмой главе рассматриваются климатические события прошлого за многие миллионы лет, полученные ведущими отечественными и зарубежными палеоклиматологами. Что касается прогнозов климата на XXI столетие, то эта проблема решается с использованием трех принципиально различных методов – основанного на построении динамических моделей общей циркуляции атмосферы и океана; на реконструкции климатов прошедших эпох и использовании их в качестве аналогов климата будущего и на обработке эмпирических данных и построении на их основе временных и пространственных моделей, предназначенных как для описания современных изменений, так и для экстраполяции выявленных закономерностей на ближайшее будущее (Лобанов, Анисимов, 2005).

В заключительной части главы представлены материалы по изменению климатических характеристик на территории России в XXI веке, полученные в ГГО под руководством В.П. Мелешко и В.М. Катцова с использованием расчетов по ансамблю МОЦАО нового поколения – CMIP 3.

7.1. Изменения климата в прошлом

Сведения об изменениях климатических условий планеты в прошлом можно получить из трех главных источников: инструментальных, исторических и палеоклиматических (Будыко, Ронов, Яншин, 1985). Данные инструментальных метеорологических наблюдений позволяют оценивать изменения климата, начиная со второй половины XIX столетия (наиболее точные данные). Из различных исторических источников можно почерпнуть сведения о климатическом режиме различных регионов Земли за последние несколько тысяч лет. И наиболее сложная задача – получить достаточно достоверные данные об изменениях климата отдаленных эпох с помощью методов палеогеографии и палеоклиматологии. Для этих целей используются зависимости от метеорологических факторов жизнедеятельности растений и животных, гидрологических процессов, процессов литогенеза и т.п. В частности, материалы о соотношениях изотопов кислорода в остатках живых организмов позволяют оценивать температуру окружающей среды соответствующей эпохи. Исследователями выявлены многочисленные примеры корреляции процессов в литосфере, гидросфере, криосфере, биосфере и космосе (Глобальные изменения природной среды, 2001).

По современным оценкам, возраст Земли составляет около 4,6 млрд. лет. Климатические условия прошлого принято рассматривать в рамках геохронологической шкалы, основанной на данных о последовательных изменениях земной коры, растительного и животного мира планеты (комплексная табл. 7.1). В этой таблице (7.1 а – 7.1 г) дано описание геохронологической шкалы истории и климата Земли, продолжительности земного года и суток в различные геологические периоды, хронологии наиболее крупных оледенений и похолоданий на Земле (Дмитриев, Беязо, 2006).

В течение докембрия (катархей, архей, протерозой) – наиболее длительном периоде геологической истории планеты, охватывающем около 4 млрд. лет – произошли существенные изменения на Земле: разогревание ее недр и формирование ядра, приведшие к активным проявлениям магматизма (и вулканизма); дегазация мантии и образование земной коры, атмосферы и гидросферы. Тогда же возникли первые живые организмы, и в атмосфере стал накапливаться кислород (Матвеев, 1991).

Как отмечают М.И. Будыко, А.Б. Ронов, А.Л. Яншин (1985), климатические условия докембрия известны в самых общих чертах. Существование жидкой воды на протяжении основной части этого периода, а также следы нескольких крупных оледенений свидетельствуют о том, что температура земной поверхности в это время была ниже точки кипения воды, а временами на части земного шара опускалась ниже 0°C . Существование многочисленных примитивных организмов в докембрии позволяет предположить, что температура земной поверхности не выходила за пределы интервала $0\text{--}50^{\circ}\text{C}$ (или $10\text{--}40^{\circ}\text{C}$).

К числу наиболее ярких особенностей истории климата Земли В.А. Зубаков относит периодичность чередования “космических зим” и “космических лет”. За последние 2,7 млрд. лет Земля пятикратно испытала покровные оледенения. Ледниковый режим существовал 2,6–2,2 млрд. лет назад и в последний раз установился в пределах Антарктиды около 38 млн. лет назад. Ледниковые режимы каждый раз существовали не менее 50 млн. лет, в промежутках между ними пятикратно устанавливался неледниковый режим, длившийся не менее 150–200 млн. лет.

Как отмечено в работе (Предстоящие изменения климата, 1991), три главных климатообразующих фактора – солнечная радиация, газовый состав атмосферы и альбедо поверхности определяли все многообразие климатических режимов прошлого. Кроме того, определенное влияние оказывали изменения скорости вращения Земли (происходит ее постепенное замедление), местоположения магнитного и географического полюсов, расположение континентов в полярных областях, колебания параметров земной орбиты. За длительный период эволюции Земли происходил дрейф континентов, менялись орографические системы, перепады температур между экватором и полюсами. Все это приводило к изменениям структуры и интенсивности атмосферной и океанической циркуляции.

Вышесказанное позволило (Зубаков, 1990) сделать важный вывод, что изменения климата прошлого невозможно объяснить действием какого-либо одного или нескольких факторов (ростом гор, изменением течений, активизацией вулканизма и т.п.). Изменение климата – это интегральное отражение взаимодействия всех геосфер Земли друг с другом и с космосом.

Т а б л и ц а 7.1 а

Геохронологическая шкала

Эон	Эра	Период	Эпоха	Интервал времени, млн.лет
Фанерозой	Кайнозойская	Четвертичный	Плиоцен	0–2
		Третичный	Неоген	2–9
			Миоцен	2–9
		Палеоген	Олигоцен	9–25
			Эоцен	25–37
			Палеоцен	37–58
	Мезозойская	Меловой		58–67
		Юрский		67–133
		Триасовый		133–186
	Палеозойская	Пермский		186–236
		Каменноугольный		236–282
		Девонский		282–346
		Силурийский		346–402
		Ордовикский		402–435
		Кембрийский		490–570
Протерозой	Венд			570–670
		Поздний рифей		670–1100
		Средний рифей		1100–1350
		Ранний рифей		1350–1600
		Ранний протерозой		1600–2600
Архей Катархей				2600–3500
				3500–4500

Т а б л и ц а 7.1 б

Геохронологическая шкала истории и климата Земли

Эра, продолжительность, млн. лет		Период/эпоха, продолжительность, млн. лет		Время, млн. лет тому назад	Климат
1		2		3	4
Доархейская		Более 1000		4600–3500	Холодный
Архейская		900		3500–2500	Теплый
Протерозойская, 2500–5709		Ранний, 850		2500–1650	Холодный, четыре оледенения
		Поздний, 1080	Рифей, 1000	1650–650	То же
			Венд, 80	650–570	–
Фанерозой	Палеозойская, 570–227 (343)	Кембрийский, 70		570–500	Умеренный и влажный, затем сухой и теплый
		Ордовикский, 56		500–444	Умеренный и влажный, в конце оледенение
		Силурийский, 35		444–409	Вначале сухой, затем влажный с потеплением
		Девонский, 56		409–353	Теплый, чередование сухих и дождливых сезонов
		Каменноугольный, 70		353–283	Теплый и влажный, в конце оледенение
		Пермский, 56		283–227	Резкая зональность и возрастающая засушливость
	Мезозойская, 227–66 (161)	Триасовый, 35		227–192	Теплый, тропический или субтропический
		Юрский, 56		192–136	
		Меловой, 70		136–66	Теплый, во второй половине похолодание
	Кайнозойская, 66–0 (66)	Третичный, 64	Палеоген, 66–24,6 (41)	Палеоцен, 66–54,9	Теплый, равномерный
				Эоцен, 54,9–38	То же
				Олигоцен, 38–24,6	–

Окончание т а б л и ц ы 7.1 б

1		2		3	4
		Четвертичный, 1,6	Неоген, 24,6– 1,6 (23)	Миоцен, 24,6–5,1	Умеренный, во второй по- ловице пони- жение темпе- ратуры
				Плиоцен, 5,1–1,6	То же
			Плейстоцен, 1,6–0,01 (1,59)	Нижний, 1,6–0,8	Умеренный, постепенное понижение температуры
				Верхний, 0,8–0,01	Холодный, четыре оледе- нения
			Голоцен, 0,01–0	Последние 10 тыс. лет	Умеренный с тенденцией к похолоданию

Т а б л и ц а 7.1 в

Продолжительность земного года и суток в различные
геологические периоды

Период	Продолжительность	
	года (дни)	суток (ч)
Доархейская эра		3–6
Архейская эра	900	9
Протерозойская эра	600	10–15
Кембрийский период	424–412	20
Ордовикский период	412–402	20,8
Девонский период	396	21
Каменноугольный период	393–390	
Пермский период	385	22
Триасовый период	381	
Юрский период	377	23
Четвертичный период	365	24

Т а б л и ц а 7.1 г

Хронология наиболее крупных оледенений и похолоданий на Земле
за последние 2,5 млрд. лет¹

Название	Время, лет тому назад	Район	Эра, период
1	2	3	4
Гуронское оледенение	2,5–2,1 (1,95) млрд.	Канада, Южная Африка, Австралия	Протерозойская, ранний
Гнейсенское оледенение	950–900 млн.	Гренландия, Норвегия, Шпицберген	Протерозойская, Рифей
Стертское оледенение	810–715 млн.	Европа, Азия, Африка, Австралия	То же
Варангское оледенение	680–570 млн.	Европа, Азия, Африка	Протерозойская, Рифей – Венд
Ордовикское оледенение	460–410 млн.	Англия, Западная Африка, Сахара	Палеозойская, Ордовик – Силур
Гондванское оледенение	(360) 340–286 (240) млн.	Южная Америка, Южная Африка, Индия, Австралия, Антарктида	Палеозойская, Карбо–Пермь–Триас
Похолодание	65 млн.	Полярные районы	Кайнозойская, Третичный, Неоген
Антарктический ледниковый щит	38–35 млн., 20–15 млн., 14–11 млн., 5–3,6 млн.	Антарктида	То же
Аляскинское оледенение	20 млн., 15–10 млн., 5 млн.	Аляска, Чукотка	–
Арктическое похолодание	18–10 млн., 4–3 млн.	Северный Ледовитый океан	–
Гренландское оледенение	Около 3 млн., 600 тыс.	Гренландия	–
Дунайское оледенение	970 тыс., 855 тыс., 685 тыс.	Европа	Четвертичный, Плейстоценовый
Гюнцское (Альпийское) оледенение	595–545 тыс.	Западная Европа, Русская платформа, Сибирь, Канада	Четвертичный, Плейстоцен

¹ П р и м е ч а н и е: Табл. 7.1 б – 7.1 г взяты из работы (Дмитриев, Беязо, 2006).

1	2	3	4
Миндельское оледенение	490–430 тыс.	Англия, Голландия, Германия	То же
Рисское оледенение	280–180 тыс.	Северная Америка, Урал, Сибирь, Европа	–
Вюрмское (Валдайское) оледенение	120–115, 75–50, 45–25, 23–10 (6) тыс.	Европа, Северная Америка	То же
Похолодание	5,5–4,5 тыс.	Северное полушарие	Четвертичный Голоцен
Похолодание	3 тыс. до н.э.	Северное полушарие, Антарктида	То же
Похолодание	II–VII век	Антарктида	–
Малый ледниковый период	1430–1840 гг.	Северное полушарие	–

Поскольку возмущающие факторы имеют характерное время воздействия, то диапазон временных масштабов климатических изменений весьма широк. Согласно (Хромов, Петросянц, 2001), изменение светимости Солнца за пределами 1 % солнечной постоянной происходит за 10^9 лет, вариации орбитальных параметров (эксцентриситета орбиты Земли, прецессии равноденствия, изменения угла наклона экватора к эклиптике) составляют, соответственно, 10^5 , $23 \cdot 10^3$ и $41 \cdot 10^3$ лет. Временные масштабы движений земной коры равны 10^5 – 10^9 лет и т.д. Внутри климатической системы временные масштабы взаимодействия между компонентами изменяются от 10^0 до 10^9 лет. Так, между атмосферой и океаном масштаб взаимодействия составляет от 10^0 до 10^2 лет.

В частности, изменения климата в плейстоцене и голоцене, согласно теории Миланковича, объясняются орбитально-индуцированными колебаниями приходящей солнечной радиации с периодами 100, 41, 23 и 19 тыс. лет. По А.В. Кислову (2005), вариации солнечной энергии инициируют изменения климата, которые поддерживаются и усиливаются обратными связями, и в последние 10 тыс. лет (голоцен) различные орбитальные механизмы действовали синхронно и при этом возникали большие аномалии, способные непосредственно создавать значимый климатический отклик. В целом механизм Миланковича обеспечивает около 20% изменчивости климата на масштабах в тысячи лет.

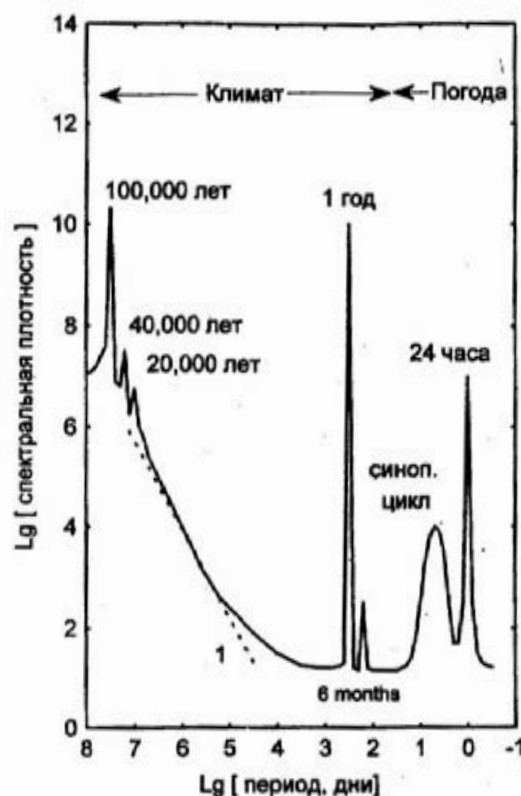


Рис. 7.1. Схематический спектр атмосферной изменчивости

Целью ряда международных программ являются сбор и анализ детальных данных о газовом составе атмосферы и климата в последние сотни и тысячи лет. В таблице 7.2 представлены методы и объекты палеоклиматологии (Борзенкова, 1998).

И если в докембрии сведения о климатических изменениях добывались лишь с помощью геологических методов, то в фанерозое (последние 570 млн. лет) возможности исследователей расширились – стали применяться спорово-пыльцевой анализ, изотопный метод и другие.

Результаты анализа климатических колебаний в этот период представлены в книге (Хромов, Петросянц, 2001).

Начало палеозоя, т.е. кембрийский период, характеризовалось теплым климатом. В этот период основные массы суши были сосредоточены в тропических и умеренных широтах. Около 450 млн. лет назад произошло похолодание климата, что привело к крупному оледенению. Динамика материковых плит привела к следующему устройству земного лика – на западе существовали обособленные друг от друга древние аналоги Северной Америки и Евразии, на востоке материка объединились в суперконтинент, называемый Гондваной,

Основные источники палеоклиматической информации

Объект исследования	Метод исследования	Оптимальный период исследования	Основные климатические параметры
Океанические осадки	Изотопный состав микрофауны Морфологический анализ биогенных осадков Минералогический состав осадков	Последние 100–130 млн. лет	Объем континентальных льдов, температура поверхностных и придонных вод, преобладающее направление ветра
Кораллы	Изотопный анализ Sr/Ca	Плейстоцен	Температура поверхности воды
Ледяные керны из континентальных ледников Гренландии и Антарктиды. Ледяные керны из горных районов	Изотопный анализ Геохимический анализ Газоаналитические исследования	Поздний плейстоцен и голоцен	Температура воздуха, газовый состав атмосферы, прозрачность атмосферы, вулканический аэрозоль
Листовые отпечатки, семена и плоды растений	Палеоклиматический Карпологиический	От мела до голоцена (последние 100 млн. лет)	Температура воздуха, условия увлажнения
Озерные и торфяные отложения	Спорово-пыльцевой анализ Палеонтологический Палеоботанический Изотопный анализ	Кайнозой (последние 60 млн. лет)	Температура воздуха, осадки, влажность почвы
Бессточные озера	Геоморфологический	Последние 40–50 тыс. лет	Уровень озер, осадки
Годичные кольца древесины	Дендроклиматический анализ Изотопный анализ	Последние 5000–8000 лет	Температура воздуха и осадки
Письменные свидетельства и археологические раскопки		Поздний плейстоцен и голоцен	Условия увлажнения, температура и осадки

в который входили устойчивые «блоки» Африки, Южной Америки, Индии, Антарктиды и Австралии. Позднеордовикский Южный полюс находился на месте нынешней Сахары, где развивалось огромное покровное оледенение, покрывающее до 30% поверхности материков. Ледниковые щиты достигали 2 км толщины. Оледенение было асимметричным: оно захватывало Южное полушарие и располагалось на материке Гондвана.

К силуру (440 млн. лет назад) средняя температура Земли выросла примерно до 20°C, потепление продолжалось и в девоне, когда средняя температура Земли достигла 25°C. На планете господствовал влажный тропический климат и бурно развивалась растительность до начала каменноугольного периода, для которого характерны постепенное похолодание и значительное перемещение материковых плит. К середине пермского периода произошло объединение массивов суши Гондваны, Ангари и Лавразии в единый суперконтинент – Пангею, простиравшийся от Северного до Южного полюса. В начале Перми мощное покровное оледенение Гондваны – древних Южной Америки, Южной Африки, Австралии и Индии, начавшееся в каменноугольном периоде, – стало максимальным. Средняя температура Земли понизилась до 8°C. К концу пермского периода из-за глубокого похолодания климата вымерло 75% семейств земноводных и свыше 80 % пресмыкающихся.

В триасовый период, когда все основные массивы суши были спаяны в единый суперконтинент Пангею, а воды огромного океана Тетис омывали его с севера и юга, началось постепенное потепление, и в юрский период (190 млн. лет назад) средняя температура Земли достигала 24,5°C. Климат отличался зональностью и наличием сезонных колебаний в средних широтах обоих полушарий. В меловой период климатический оптимум продолжался, средняя температура земного шара была 25°C.

В целом анализ эмпирического материала о климате за последние 100–120 млн. лет показал, что диапазон изменений глобальной температуры составил 10–15°C (во время оледенения плейстоцена температура понижалась на 5–6°C по сравнению с современной).

Заметные длиннопериодные колебания температуры проявились уже в меловой период. В течение цикла продолжительностью 30 млн. лет температура менялась от 21 до 16 °C. Отмечена также широтная зональность в распределении температуры.

В последние годы появились уникальные данные о состоянии климата в отдельных регионах в прошлые геологические эпохи.

Геологические сведения о древних климатах земли важны для лучшего понимания природы и последствий будущих глобальных изменений климата. С использованием метода CLAMP (расчет количественных палеоклиматических параметров по сигналам, закодированным в архитектуре листьев древних растений) в работе (Герман, 2009) проанализированы 20 ископаемых флор альбского-кампанского возраста (75–100 млн. лет тому назад), что позволило сделать выводы о климате Арктики в меловой период, который был экстремально теплым временем в истории Земли. Об этом свидетельствуют многочисленные геологические данные о распределении горных пород, образовавшихся в определенных климатических условиях, о палеотемпературах, рассчитываемых по составу изотопов в скелетных остатках древних организмов, и о распределении на поверхности Земли самих этих организмов – животных и растений. Это было время, когда ледовые полярные шапки, если и существовали, были значительно меньше современных, а теплолюбивые животные и растения проникали далеко в высокие широты Северного и Южного полушарий, и леса распространялись вплоть до 85° с.ш.

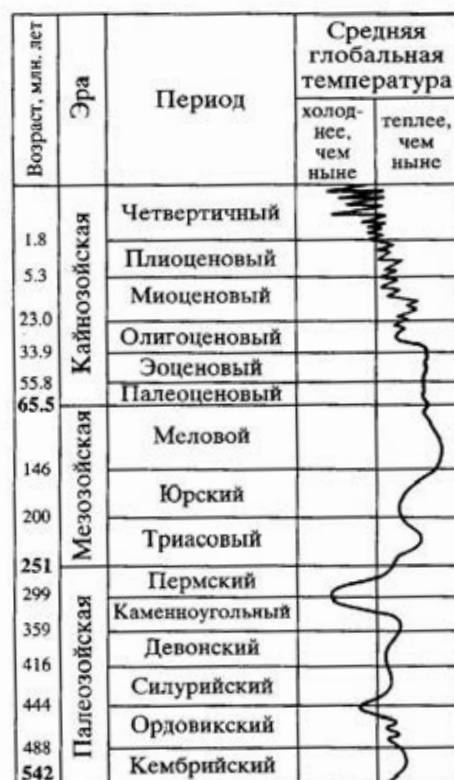


Рис. 7.2. Кривая относительной глобальной температуры для фанерозоя (Герман, 2009).

За последние 540 млн. лет климат на планете был теплее, чем сейчас, в течение 85% времени, причем меловой период был одним из наиболее теплых в земной истории

По оценкам А.Б. Германа, климат высоких широт Сибири и Аляски был необычайно теплым и влажным даже на фоне в целом более теплого, чем ныне, глобального климата мелового периода. Среднегодовые температуры, рассчитанные по методу CLAMP, составляли 7–14°C, температура наиболее теплого месяца была 17–22°C, а наиболее холодного – от -2 до +9°C. В меловой Арктике преобладал умеренно теплый и влажный климат: среднемесячное количество осадков за вегетационный период составляло 90–160 мм. Высказывается мнение, что сравнительно высокая положительная температура в течение долгой полярной ночи в позднемеловой Арктике поддерживалась за счет теплого Арктического бассейна.

В этой работе приводятся результаты моделирования древнего климата с помощью модели общей циркуляции атмосферы GCM-модели Центра Хэдли (Великобритания). Проверка показала, что существующие GCM, примененные для реконструкции климата позднего мела, вполне адекватно предсказали и то, что этот климат был гораздо теплее нынешнего и меловое потепление особенно сильно сказалось в высоких широтах Северного и Южного полушарий. Однако модель не смогла правильно воспроизвести климатические параметры внутренних районов Азии в условиях теплого климата мелового периода. Она «приписывает» внутренним районам позднемеловой Азии близкий к современному резко континентальный климат (годовая амплитуда температуры ~ 52°C), а геологические, и прежде всего палеоботанические, данные свидетельствуют об умеренно теплом влажном климате с мягкими зимами (годовая амплитуда ~ 15,3°C).

Автором высказывается сомнение в корректности модельных прогнозов будущего климата Земли. Возможно, что ожидающие нас невзгоды могут быть еще значительнее, чем это предсказывают модели.

По мнению академика РАН Н.А. Шило, высказанному им в процессе обсуждения доклада А.Б. Германа (2009) по климату Земли, существуют три климатообразующих фактора. Первый – это проход Солнечной системы вокруг Галактики через плотные слои среды, что влияет на Солнечную систему, в том числе и на Землю, например, на температуру и т.д.

Второй фактор – вращение нашей планеты вокруг барицентра, который, как известно, отодвинут притяжением Луны на некоторое расстояние от центра. В результате Земля вращается не по гладкой кривой, а по винтовой. Малейшие изменения расстояния или положения барицентра приведут к существенному изменению внутренних процессов на Земле.

И третий фактор связан с поступлением внутреннего тепла Земли, что вместе с инсоляцией приводит к заметному таянию вечной мерзлоты.

На рубеже между мезозоем и кайнозоем климат Земли отличался мягкостью, был теплым и влажным, льдов в полярных районах не было, контраст между экватором и полюсами составлял 15–16°C.

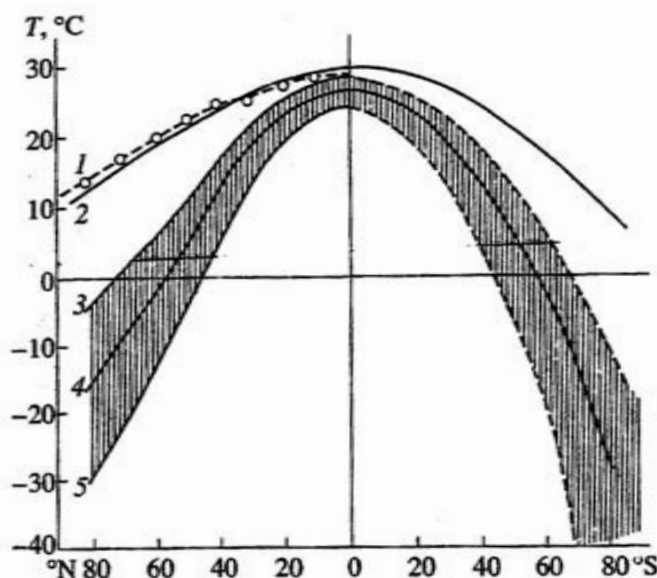


Рис. 7.3. Средние широтные распределения средних годовых температур для разных геологических эпох прошлого (Борзенкова, 2003). Кривая 1 получена на основе осреднения температуры воздуха для позднемелового времени по модели общей циркуляции; 2 — среднеширотные изменения средней годовой температуры воздуха для максимума потепления мела (сантон-коньякский оптимум); 3 — среднеширотные изменения температуры воздуха для среднего плиоцена (4–3 млн. лет т.н.); 4 — современные изменения средней годовой температуры воздуха; 5 — широтные изменения средней годовой температуры воздуха во время максимума вюрмского оледенения (18±5 тыс. лет т.н.). Заштриховано изменение температуры для ледникового климата

Анализ разнообразного эмпирического материала, полученного в последние годы, позволил автору (Борзенкова, 1992) сформулировать ряд основополагающих выводов о климатических колебаниях того периода:

- 1) изменения климата даже в наиболее теплые эпохи мезозоя и кайнозоя оказались значительно сложнее, чем предполагалось ранее;
- 2) интервал относительно стабильного климата прерывался быстрыми (с точки зрения геологической) изменениями, которые в ряде случаев носили катастрофический характер;

3) катастрофические изменения климата оказывали существенное влияние на биосферу в целом.

Так, в конце мела произошло вымирание морской и наземной мезозойской флоры и фауны – погибли аммониты, белемниты, динозавры и значительная часть морского планктона. Причиной этой природной катастрофы, вероятно, было относительно кратковременное похолодание, вызванное выбросом в атмосферу огромного количества аэрозолей, которые уменьшили приток солнечной радиации к земной поверхности до значений, понизивших глобальную температуру на $2,9^{\circ}\text{C}$ и температуру морской воды в полярных районах на $7\text{--}8^{\circ}\text{C}$ относительно предшествующего времени (Хромов, Петросянц, 2001).

Следует отметить еще одну важную природную особенность в формировании климатических условий прошлого – постоянную эволюцию газового состава атмосферы. Так, по данным М.И. Будыко (1980), на протяжении фанерозоя происходило значительное (от 0,4 до 0,03%) изменение массы углекислого газа в атмосфере. При этом процесс уменьшения концентрации CO_2 в атмосфере, начавшийся в конце мезозойской эры и продолжавшийся в течение всего кайнозоя, происходил неравномерно, сменяясь неоднократно ее ростом.

Изучение геологических материалов показало, что при увеличении содержания CO_2 в атмосфере наблюдалось глобальное потепление, а при уменьшении – глобальное похолодание (Борзенкова, 1992). Кайнозойская эра, которая началась 65 млн. лет назад, в начале характеризовалась теплым климатом. В палеоцене средняя глобальная температура превышала современную примерно на $8\text{--}9^{\circ}\text{C}$, средний меридиональный градиент температуры экватор – полюс был равен $15\text{--}17^{\circ}\text{C}$.

В течение всего мезозоя и раннего палеогена на Земле господствовал неледниковый (оранжерейный) тип климата. Среднеэоценовое потепление (48–45 млн. лет назад) было последним этапом этого типа климата, для которого характерны следующие черты (Борзенкова, 1992):

- высокая концентрация CO_2 в атмосфере, в 6–10 раз превышающая современную;
- полное отсутствие криосферы на континентах и психросферы (холодных донных вод с температурой, не превышающей 4°C) в океане;
- повышение средней глобальной температуры воздуха на $7\text{--}10^{\circ}\text{C}$ по сравнению с современной;
- повышение температуры воздуха в высоких широтах на $25\text{--}30^{\circ}\text{C}$, а в экваториальных – на $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ по сравнению с современной;
- уменьшение термического градиента полюс – экватор до $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$;

- высокий уровень увлажнения на континентах, практически полное отсутствие пустынных и аридных территорий современного типа;
- слабо выраженная климатическая и ландшафтная зональность, значительное по сравнению с современными условиями расширение зоны с субтропическим типом климата со сдвигом ее к северу на 25–30° широты.

Начиная с позднего эоцена (около 44 млн. лет назад) началось устойчивое ступенеобразное понижение глобальной температуры (Хромов, Петросянц, 2001). К середине олигоцена (30–35 млн. лет назад) температура поверхности воды в экваториальных широтах Тихого океана понизилась до 17–18°C, а придонных вод – до 5°C. В миоцене (23 млн. лет назад) началось потепление, которое достигло пика в период между 19,5 и 15,5 млн. лет назад. Это потепление охватило все континенты, в частности, среднегодовые температуры в Центральной Европе не опускались ниже 18–20°C, а годовые суммы осадков составляли не менее 1000 мм. Новое резкое падение температуры началось к середине миоцена (~ 15 млн. лет назад).

К концу этого периода температура придонных вод составила 2°C. К этому времени относится начало оледенения Антарктиды, а со среднего плиоцена фиксируются значительные колебания средних температур. При этом амплитуда колебаний, длящихся несколько десятков тысяч лет, достигла 10°C.

На планете происходило чередование теплых и холодных периодов, имеющих значительные последствия для окружающей среды. Так, в начале плиоцена 5 млн. лет назад началось потепление, что привело к таянию ледникового щита Антарктиды и горных ледников Северного полушария. В результате возникшей мощной глобальной трансгрессии уровень Мирового океана поднялся на 100 м. Примерно 3,3–3,2 млн. лет назад началось новое глобальное похолодание, что привело к нестабильности климата, появлению ледниковых щитов в Северном полушарии (в частности, на территории Северной Америки), резкому падению уровня Мирового океана. Все это способствовало увеличению континентальности климата, а появление мощного ледника в Антарктиде привело к охлаждению вод циркумполярного течения вокруг Антарктиды и, как следствие, – к понижению температуры придонных вод всего Мирового океана.

В плиоцене начинают развиваться ледники в горных районах Северного полушария, 3 млн. лет тому назад Гренландия покрылась ледниковым покровом современных размеров, в Арктическом бассейне

постоянный покров установился около 0,9 млн. лет назад (Хромов, Петросянц, 2001).

В.А. Зубаков (1986) выделяет следующие долговременные черты последнего климатического режима, установившегося на Земле около 38 млн. лет назад: 1) совпадение одного из континентов с полюсом и расположение большей части суши в высоких и умеренных широтах, что определяет климатическую асимметрию полушарий и высокую роль альбедо в изменении климата континентального полушария; 2) наличие криосферы, включающей наземное, подземное и морское оледенение; 3) наличие психросферы, т.е. зоны холодных донных вод с температурой ниже 8°C ; 4) температурная асимметрия океана и атмосферы. Средняя температура вод океана в настоящее время $5,7^{\circ}\text{C}$, более чем в 2 раза ниже средней температуры воздуха ($14,2\text{--}15,0^{\circ}\text{C}$); 5) обогащение углекислым газом океана, вызванное лучшей растворимостью CO_2 в холодной воде, и обеднение им атмосферы; 6) температурный градиент экватор – высокие широты в океане и поверхность – дно в тропиках достигает $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$; 7) большая скорость вертикальной циркуляции вод океана, короткое время водообмена, составляющие от 250 до 1000 лет, высокая степень оксигенизации вод, высокая скорость донных течений (до $0,5\text{ м/с}$), направленных от высоких широт к экватору, широкое развитие апвеллингов; 8) температурный градиент экватор – полюс в атмосфере достигает для Северного полушария летом $28,2^{\circ}\text{C}$, зимой – $59,7^{\circ}\text{C}$, для Южного – летом $40,2^{\circ}\text{C}$, зимой – $74,2^{\circ}\text{C}$; 9) существен ветровой механизм атмосферной циркуляции с сильно развитыми циклоническими процессами, меридиональным переносом и системой западных ветров; 10) мощные ветровые океанические течения, в том числе Антарктическое циркумполярное, термически изолирующее Антарктиду; 11) резко выраженная климатическая зональность на суше и в океане; 12) высокая «чувствительность» климата высоких широт к изменениям солнечной радиации, определяемым орбитальным механизмом Миланковича, и вызванная этим четкая ритмика климатических колебаний с циклами 41, 100, 400 и 1200 тыс. лет.

Следует заметить, что согласно современным оценкам (Будыко, Васищева, 1980), определяющая роль в развитии четвертичных оледенений принадлежит обратной связи между положением полярных льдов и термическим режимом атмосферы, в то время как вышеуказанные астрономические факторы могли сыграть роль триггерных процессов.

Представляет интерес оценка чувствительности глобальной температуры к изменениям в приходе солнечной радиации, содержания углекислого газа в атмосфере и альбедо системы Земля – атмосфера для различных геологических эпох (Будыко, Ронов, Яншин, 1985; Борзенкова, 1992). Формула для величины отклонения средней глобальной приземной температуры воздуха для i -го временного разреза от современной ΔT_i записывается в виде

$$\Delta T_i = \Delta T_{is} + \Delta T_{ico_2} + \Delta T_{ia}, \quad (7.1)$$

где ΔT_{is} – отклонение температуры от современной, обусловленное изменением солнечной постоянной; ΔT_{ico_2} – отклонение, вызванное изменением концентрации CO_2 , и ΔT_{ia} – изменение температуры, связанное с колебаниями альбедо системы Земля – атмосфера.

В табл. 7.3 представлены оценки ΔT_{is} и ΔT_{ia} , взятые из (Будыко и др., 1985) в предположении, что увеличение солнечной радиации на 1% при постоянном альбедо повышает глобальную температуру на $1,4^\circ C$, а увеличение альбедо системы Земля – атмосфера на 0,01 снижает ее на $1,8 - 2,3^\circ C$. И.И. Борзенковой (1992) в расчетах последняя величина принималась равной $2,0^\circ C$. Величина ΔT_{ico_2} получена как разность между эмпирическими значениями ΔT_{is} и ΔT_{ia} .

Т а б л и ц а 7.3

Отклонения средней годовой приземной температуры ($^\circ C$) воздуха от современной, обусловленные различными климатообразующими факторами для разных геологических эпох позднего мела – кайнозоя

Интервал времени	ΔT_i	ΔT_{is}	ΔT_{ia}	ΔT_{ico_2}
Альб, 105–95 млн. лет т.н.	10,5	-0,6	3,0	8,1
Сеноман, 95–92 млн. лет т.н.	7,5	-0,6	3,0	5,1
Сантон-коньяк, 88–84 млн. лет т.н.	9,8	-0,6	3,0	7,4
Маастрихт, 70–66 млн. лет т.н.	6,9	-0,5	3,0	4,4
Оптиум эоцена, 48–45 млн. лет т.н.	8,8	-0,4	3,0	6,2
Оптиум плиоцена, 4,3–3,3 млн. лет т.н.	3,6	0,0	1,6	2,0
Максимум вюрмского оледенения, 18 тыс. лет т.н.	-5,3	0,0	-4,0	-1,3

Анализ эмпирических данных показал, что при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере глобальная температура изменяется на $3,0^\circ\text{C}$ (Борзенкова, 1992). Так, понижение глобальной температуры на $2,9^\circ\text{C}$ от сантон-коньяка к маастрихту, согласно данным табл. 7.3, происходило на фоне уменьшения концентрации CO_2 в этот период практически в 2 раза (от 0,18% в конце коньякского века до значений, равных 0,08 – 0,09% в маастрихте). Использование палеоклиматических данных для оценки чувствительности глобальной температуры к удвоению концентрации углекислого газа в атмосфере позволило сузить диапазон ее изменения до $3,0 \pm 0,5^\circ\text{C}$, в то время как, по оценкам различных моделей общей циркуляции атмосферы, эта величина изменяется от $1,5^\circ\text{C}$ до $5,2^\circ\text{C}$. Эмпирические данные об изменении климата за последние 100 млн. лет свидетельствуют о том, что уровень концентрации CO_2 в атмосфере определял различия между двумя типами климатического режима на Земле: «оранжерейным» (неледниковым) и ледниковым современного типа (Борзенкова, 2003).

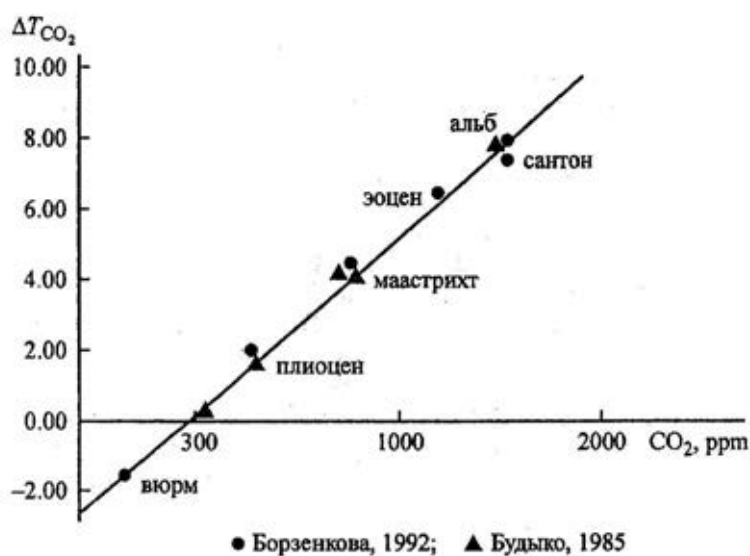


Рис. 7.4. Связь между изменениями глобальной температуры и концентрации CO_2 в атмосфере:

1 – по данным И.И. Борзенковой; 2 – по данным М.И. Будыко и др.

Основным фактором формирования климата позднего мела – кайнозоя явилось изменение концентрации «парниковых» газов в атмосфере. Определенную роль играло изменение альбедо увеличения или уменьшения площади океанической поверхности, изменения площади континентов, наличия или отсутствия оледенения в высоких широтах. Роль астрономических факторов как «триггерного механиз-

ма» наиболее ярко проявилась на протяжении последних 1–2 миллионов лет на фоне относительно низких концентраций CO_2 в атмосфере.

Оценки показывают, что при изменении альбедо системы Земля – атмосфера глобальная температура в геологическом прошлом также испытывала заметные колебания.

Т а б л и ц а 7.4

Влияние изменений климата на глобальную температуру

Эпоха	ΔT_{is}	$\Delta T_a, ^\circ\text{C}$
Палеоцен	0,014	3,2
Эоцен	0,015	3,4
Олигоцен	0,15	3,4
Миоцен	0,012	2,8
Плиоцен	0,07	1,6

В частности, во время максимума вюрмского оледенения понижение глобальной температуры за счет альбедо достигло $4,0\text{--}4,5^\circ\text{C}$ из-за увеличения площади континентального и морского оледенений, площади степей и пустынь, сокращения площади лесов в умеренных и тропических широтах (Борзенкова, 1992).

Для плейстоцена (последний миллион лет) характерна наиболее частая смена климатических режимов – ледниковые периоды сменялись более теплыми межледниковыми. Анализ колонок бурения морского льда и ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды с помощью современных изотопных, геохимических, биохронологических методов позволил проследить за изменениями температуры в этот период и разработать кислородно-изотопную шкалу, которая дает детальную хронологию холодных и теплых условий, господствовавших во время формирования ископаемых биологических остатков в донных слоях (Хромов, Петросянц, 2001). Все это позволило установить временную последовательность климатических событий по многочисленным эмпирическим фактам. Анализ, выполненный И.И. Борзенковой и В.А. Зубаковым, показал, что на материках в течение 10 тысяч лет может возникнуть обширное покровное оледенение. Время же разрушения ледника занимает меньше времени. Последствия экстремального ледникового периода таковы: лед может занимать до 14% поверхности Земли, его объем достигал $45 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, происходило понижение уровня Мирового океана на 100 м, а средней глобальной температуры – \sim на 10°C .

В ранее цитируемых работах представлены обширные сведения о состоянии биосферы (растительного и животного мира) в различных климатических условиях плейстоцена для различных регионов Земли. Природа чутко реагировала на изменения температуры и осадков. Естественно, что в периоды потеплений зона, занятая теплолюбивыми растениями и животными, смещалась в северном направлении.

Вместе с тем авторами (Глобальные изменения природной среды, 2001) отмечается, что биотические компоненты биосферы благодаря свойственному им гомеостазису, поведенческой и эволюционной гибкости реагировали на климатические изменения не столь однозначно и предсказуемо, как косные элементы. Во многих случаях небольшие климатические события провоцировали очень крупные биотические события, подготовленные эволюционным развитием биоты. В то же время крупные климатические события могли слабо повлиять на биоту, как, например, плейстоценовые оледенения на морскую биоту.

К числу наиболее значительных климатических событий плейстоцена относятся: классическое оледенение Гюнц (Небраска) 1,2–1,0 млн. лет назад; Гюнц-Миндельское потепление (1,0–0,76 млн. лет назад); классическое оледенение Альп-Миндель (790–580 тыс. лет назад); Миндель-Рисское межледниковье (585–350 тыс. лет назад); Рисский ледниковый период (350–170 (130) тыс. лет назад); Рисс-Вюрмское межледниковье (245–115 (117) тыс. лет назад) со сложной структурой.

В последнее межледниковье имело место значительное земликулинское потепление (125–115 тыс. лет назад), при котором температура в умеренных и особенно в высоких широтах заметно превышала современную. Повышение температуры и увеличение осадков привели к расширению зоны широколиственных лесов в умеренных широтах и распространению темнохвойных лесов в районы, занятые сейчас тундрой (Хромов, Петросянц, 2001).

Последнее оледенение началось 115 тыс. лет назад. В этот период достигли максимального развития Гренландский, Скандинавский, Лаврентийский, Кордильерский ледники. Однако климатический процесс протекал сложно – активные фазы похолодания сменялись относительными потеплениями, уровень Мирового океана испытывал заметные колебания, естественно, что в промежутки более мягкого климата оживал растительный мир.

Современные исследования показывают, что короткие климатические колебания (циклы Миланковича), хорошо коррелирующие с

вариациями орбитальных параметров Земли, проявлялись также во многих безледниковых интервалах фанерозоя. Обычно считают, что они свойственны лишь для ледниковых периодов.

Особое значение для истории Земли и человеческой цивилизации представляет период значительного похолодания климата, начавшийся 25–23 тыс. лет назад (поздний вюрм), что привело к максимальному развитию ледникового покрова 21 тыс. лет назад. Для этого события получены достаточно надежно палеорекострукции по проекту КЛИМАП. Температура Земли у поверхности была примерно на 5°C ниже современной, осадков меньше. Как отмечено в работе (Кислов и др., 2002), условия климатообразования 21 тыс. лет назад были совершенно отличны от современных – большие территории Северной Америки и Европы были покрыты ледниками, концентрация CO₂ составляла около 200 ppmv.

В атмосфере концентрация CO₂, как это следует из анализа ледяных кернов из антарктического льда, изменялась от 185 для ледникового до 285 ppmv для межледникового периода, что соответствует общему содержанию CO₂ в атмосфере 400 и 600 Гт. В целом баланс CO₂ оценивается следующим образом: ледниковый $M(\text{CO}_2) = M_1(400) + M_2(350) + M_3(625) = 1375$ Гт; межледниковый $M(\text{CO}_2) = M_1(600) + M_2(930) + (1400) = 2930$ Гт, где содержание CO₂ в атмосфере, биосфере и почвах обозначено как M₁, M₂ и M₃. Добавление 1560 Гт CO₂ в баланс межледникового периода обусловлено переходом CO₂ из океанического резервуара (Глобальные изменения природной среды, 2001).

В рамках программы PMIP были выполнены две серии численных экспериментов по моделированию климата рассматриваемого периода. Участвовали в проекте 18 моделей и в том числе модель МГУ (Кислов, 2002). Результаты моделирования достаточно хорошо согласуются с палеоданными, особенно по распределению температуры, и позволили выделить следующие особенности.

Отрицательные аномалии температуры оказались максимальными по абсолютному значению на северо-западе Евразии, северо-востоке Северной Америки и на акватории Южного океана. Для зимы и весны максимум похолодания смещен со Скандинавии на север Атлантики, в район современного теплого Северо-Атлантического течения. Здесь в то время поверхность океана покрывалась льдами, которые образовывали с континентальным ледниковым щитом единый ледниковый покров.

Поле осадков носило более сложный характер. Максимальные отклонения осадков от современных 21 тыс. лет назад наблюдаются в тропической зоне.

В работе (Анисимов, Борзенкова, Ванденберге, 2004) анализируются изменения климата в высоких и умеренных широтах Северного полушария за последние 18 тыс. лет. Показано, что переход климатической системы от максимума последнего вюрмского оледенения к голоцену (между 14 и 9 тыс. лет тому назад) сопровождался быстрыми колебаниями климата, во время которых изменения глобальной температуры составляли 1,0–1,5°C/100 лет. Детальные данные, полученные по ледниковым кернам Гренландии и Антарктиды, свидетельствуют о том, что изменения концентрации CO₂ и CH₄ в атмосфере играли ключевую роль в быстрых колебаниях климата в позднеледниковье. При этом изменения концентрации CO₂ связаны с процессами в океане, а CH₄ контролируются процессами на континентах. По мнению авторов, это свойство климата может быть использовано для оценки динамики изменения природной среды в будущем под влиянием быстрого роста концентрации парниковых газов в результате антропогенной деятельности.

10 тыс. лет назад после позднеледниковья (промежуток времени между 17 и 10 тыс. лет назад) начался голоцен, перед которым примерно 16 тыс. лет назад началось глобальное повышение температуры – таяние ледниковых покровов Европы и Северной Америки. Правда, процесс был неустойчивым – промежутки потеплений прерывались пятью резкими похолоданиями. Так, в Сибири в дриасе III (10,8 – 10,5 тыс. лет назад) древесная растительность отступала к югу на 700–800 км, а температура понижалась на 5–6°C по сравнению с современной.

В голоцене началось интенсивное потепление. Наиболее заметное потепление произошло 9,0–8,7 тыс. лет назад (бореальный оптимум), когда в высоких и умеренных широтах температура летом была на 2–3° выше современной и лесная зона существенно потеснила тундру.

Около 6 тыс. лет назад началось новое наиболее изученное потепление, так называемый климатический оптимум голоцена (6,2–5,3 тыс. лет назад). В этот период среднегодовая температура в Европе была на 2–3°C выше, чем теперь. В Европейской части России все лесные зоны продвинулись на север на 300–400 км.

Потепление проявилось и в тропической зоне – влажность и осадки увеличились, Сахара в то время была саванной; уровень озера Чад превышал современный на 40 м.

Однако в последние 5 тыс. лет наблюдается похолодание климата. Как отмечено (Хромов, Петросянц, 2001), около 500 лет до н.э. начался субатлантический период – прохладный и влажный, климат стал более океаническим.

Таким образом, за последние несколько сотен тысяч лет происходило постоянное чередование теплых и ледниковых периодов. Наибольшие значения температуры и значительное повышение концентрации ПГ отмечены около 420, 320, 235, 130 и 10 тыс. лет назад, т.е. с периодичностью 90–120 тыс. лет концентрации CO_2 и CH_4 интенсивно возрастали примерно от 180 до 280 ppmv и от 300 до 650–750 ppbv, соответственно, а амплитуда изменений среднегодовой температуры достигала 8–12°C. В работе (Вакуленко, Монин, Сонечкин, 2003) исследована структура колебаний климата в голоцене с использованием дендроклиматического ряда «тропа Мафусаила», характеризующего изменения климата с 6000 лет до н.э. до 1980-х годов XX века (период среднего и позднего голоцена). Оказалось, что климат голоцена изменялся в широком диапазоне временных масштабов. Удалось выделить почти регулярные и взаимосвязанные колебания с периодами около 70, 170, 370 и 800 лет.

Особенно мощно и регулярно колебание с периодом около 1600 лет, модулирующее прочие указанные колебания. Последний по времени цикл 1600-летнего колебания начинается с так называемого средневекового теплого периода (VII–XIII века), включает хорошо известный малый ледниковый период (XIV–XIX века) и завершается современным глобальным потеплением. Есть определенное сходство этого цикла с циклом, продолжавшимся примерно с 4000 по 2400 гг. до н.э. в среднем голоцене, называемом иногда временем климатического оптимума. По мнению авторов, обнаруженные ими пики в вейвлетном спектре имеют солнечное происхождение.

Так, наиболее высокочастотный из выявленных пиков в вейвлетном спектре довольно хорошо соответствует известному пику Глейссберга (примерно 80-летнего периода) в колебаниях солнечной активности. В последние годы обнаружен ряд пиков солнечной активности на периодах в несколько столетий. Среди них 180-летняя осцилляция маундеровского типа, 220-летняя осцилляция типа Сперера и 420-летняя осцилляция. Колебание 1600-летнее также объясняется с позиций колебаний солнечной активности. Рассмотрение вулканической деятельности и изменений термохалинной циркуляции в Северной Атлантике и вблизи Антарктиды в качестве источни-

ка внешнего возбуждения менее предпочтительно. Так, вулканическая деятельность весьма нерегулярна во времени, а все известные модели частотной модуляции в нелинейной механике и радиофизике требуют наличия некоторого периодического и квазипериодического источника внешнего возбуждения. Естественно, что наиболее полные и достоверные – сведения об изменениях климата в исторический период, т.е. за последние 2000 лет. Эта проблема нашла свое освещение в ряде работ. Рассмотрим вкратце историю вопроса, следуя (Монин, Шишков, 1979).

В течение всего исторического периода происходили постоянные колебания климата с периодами в несколько сотен лет. Многочисленные письменные источники оставили множество свидетельств об особенностях изменения климата в раннем средневековье – «малом климатическом оптимуме» и в XVI–XIX веках «малом ледниковом периоде».

Благоприятные климатические условия, обусловленные значительным потеплением в Западной Европе и Северной Атлантике, позволили в конце первого и начале второго тысячелетий н.э. викингам (выходцам из Скандинавии) совершать дальние походы и осваивать новые земли. В частности, в этот период появились первые поселения в Исландии и Гренландии. Тогда вместо лишайников на побережье Гренландии росли сочные травы, а ледники отступали от верховьев фьордов и не заполняли их айсбергами. Отмечается, что в IX и X вв. морские льды редко подходили к берегам Исландии, в XI и XII вв. их не было совсем.

В Центральной Европе в раннем средневековье также отмечалось потепление, сопровождавшееся уменьшением влажности. Потепление в “эпоху викингов” было лишь слабой копией климатического оптимума и вследствие своей незначительной продолжительности не привело к крупным сдвигам в географии растительности. Правда, отмечается, что верхняя граница вертикального распространения леса в Альпах, в горах Центральной Европы и в Скандинавии повысилась на 100 – 200 м. Виноград стал культивироваться в Европе на 4–5° широты к северу.

Благоприятным климатом отличался период VIII–XIII вв. в Северной Америке. Так, в районе Великих Озер было заметно теплее, чем сейчас. Сведения из Китая и Японии также подтверждают, что климат раннего средневековья был в Азии более благоприятным, чем в последующие времена.

Так называемый малый ледниковый период (XVII–XIX вв.) достаточно подробно исследован не только с использованием различных письменных исторических документов, результатов изотопного анализа, но и наиболее ранних инструментальных метеорологических наблюдений (прежде всего английских станций). А.С. Монин отмечает, что наиболее впечатляющим и убедительным индикатором ухудшения климата было состояние ледников, которые, как правило, при похолодании климата растут. Причем реакция малых и больших ледников на изменения климата различна. В рассматриваемый период отмечалось наступление ледников как в Европе (Альпы), так и в Северной Америке.

Кроме того, менялась и ледовая обстановка в Северной Атлантике. В конце XVIII в. продолжительность ледовой блокады Исландии достигала до полугода. Похолодание заметно сказалось в Англии и Южной Европе (появление суровых и снежных зим, образование льда на реках, гибель теплолюбивых деревьев и т.п.).

Понижение температуры в малом ледниковом периоде относительно современного периода составляло 1–2°C. Это подтверждают и данные инструментальных наблюдений за температурой в центральной Англии. С помощью ранних инструментальных наблюдений сделаны попытки объяснить зафиксированное похолодание климата. По мнению Дж. Бьеркнеса, возникновение малого ледникового периода можно объяснить аномалией взаимодействия океана и атмосферы. Упор сделан на циркуляционный фактор изменений климата.

Наиболее изучен климатический режим XX столетия с использованием данных мировой сети, а в последние десятилетия и спутниковой информации. В 20–30 годы произошло интенсивное потепление в Арктике. Зимние температуры в Западной Гренландии повысились на 5°C, а на Шпицбергене – на 8–9°C по сравнению с периодом 1912–1926 гг. Ледники в горах Европы стали отступать, вечная мерзлота в Евразии повсеместно отступала на север, значительно сократилось количество льдов в арктических морях. На потепление среагировал весь животный и растительный мир.

После 40-х годов началось похолодание, сменившееся с середины 70-х годов интенсивным глобальным потеплением, продолжающимся и в XXI столетии. Зафиксированный рост среднеглобальной температуры воздуха (~ 0,6°C/100 лет) объясняется необычайно интенсивным течением Эль-Ниньо и беспрецедентным повышением температуры поверхности Индийского океана. Авторы (ГИПС, 2001)

призывают не преувеличивать значимость антропогенно обусловленных изменений климата, поскольку цифры увеличения среднегодовой температуры приземного воздуха не выходят за рамки изменения средней температуры за последние 10 тыс. лет.

Представленный обзор изменений климата Земли за всю историю ее существования можно заключить словами из фундаментальной книги «Глобальные изменения природной среды», в которой обобщены основные результаты теоретических и экспериментальных исследований, выполненных в рамках государственной программы России «Глобальные изменения природной среды и климата». «В истории Земли наблюдались периодические «кризисы» или катастрофические изменения климата на фоне плавных или незначительных климатических изменений в течение сотен миллионов лет. Сверхдлинная, длинная и средняя периодичности «климатических» и «биотических» перестроек составляют 150, 30–35 и 3–4 млн. лет; периодичность оледенений в плейстоцене и голоцене – 0,02 – 0,1 млн. лет; периодичность изменения климата в голоцене и в историческое время – 2 тыс. лет, 500–600 лет, 20–22 года. Пока не существует теории климата, способной объяснить и предсказать такую многоуровневую периодичность».

Авторы (Клименко, Слепцов, 2003) предприняли попытку реконструкции климата Восточной Европы за последние 2000 лет. Анализ палинологических, исторических и дендрохронологических данных привел их к следующим выводам:

– Изменения климата прошлого в изученном районе в целом соответствуют имеющимся общим представлениям и количественным оценкам изменения палеоклиматических характеристик Северной Евразии, при этом существенно повышено временное разрешение и уточнены масштабы основных климатических событий.

– В течение последнего тысячелетия на фоне квазициклических колебаний наблюдалось постепенное снижение среднегодовых и среднесезонных (зима и лето) температур. В XX в. тенденция изменения годовых и зимних температур резко изменилась на противоположную.

– В течение последних полутора тысяч лет не выявлено определенных тенденций в изменении количества осадков. В указанное время в северной части Русской равнины засушливые годы чаще сопутствовали холодным периодам, а дождливые – теплым.

– Со второй половины XX в. на территории Центральной России происходит антропогенно обусловленное потепление, максимально

выраженное зимой. Каких-либо признаков изменения летних температур в контексте тысячелетней истории климата не наблюдается.

– Среднегодовые температуры на территории Центральной России в настоящее время находятся на уровне, примерно соответствующем максимуму средневекового оптимума (конец X в.). Современные зимние температуры находятся на рекордно высокой отметке за последние полтора тысячелетия, летние – в пределах естественной изменчивости климата последнего тысячелетия.

При глобальном потеплении как в современную эпоху, так и в прошлом увеличение осадков происходило в субтропическом поясе, между 10 и 20° широты в Северном полушарии, некоторое снижение осадков имело место между 30–55 (60)°, которое вновь сменилось ростом осадков в более северных широтах. Причиной этому могут быть изменения в структуре атмосферной циркуляции. В палеоклиматических масштабах времени при повышении глобальной температуры и увеличении концентрации парниковых газов в атмосфере наблюдается улучшение условий увлажнения континентов Северного полушария и изменения годового хода осадков. При более высоких суммах годовых осадков во внутриконтинентальных районах появляется зона «летнего иссушения» (Борзенкова, 2004).

Авторами (Трапезников, Борзенкова, Виноградова, 2003) выполнен совместный анализ современного климата Санкт-Петербурга по данным измерения температуры воздуха за 250 лет с климатическими условиями голоцена за 10 тыс. лет, реконструированными по споро-пыльцевым спектрам донных отложений Нижнего Суздальского периода. Исследованы закономерности перехода климатической системы из одного состояния в другое в широком временном диапазоне. Резкие смены климатических эпох, разнообразие их временных масштабов и отсутствие фактического материала о заметных изменениях климатообразующих факторов свидетельствуют о том, что на исследованном временном интервале КС может быть почти интранзитивной. Новые климатические эпохи потепления или похолодания могут наступать практически мгновенно.

Интересно отметить, что климат района Санкт-Петербурга за последние 7,5 тыс. лет (включая последний 250-летний период) имел устойчивую тенденцию уменьшения континентальности. Кратковременные колебания современного климата продолжительностью 10–15 лет имеют аналоги климата позднего голоцена. О неустойчивости климата города свидетельствуют следующие факты. Так, самые хо-

лодные январь (-11,8°C) были в 1772–1783 гг., а самые теплые (-5,9°C) – в 1952 – 1962 гг. и в последние 12 лет XX века (-3,7°C). Разброс июльских температур по десятилетиям составлял 2,9°C: от 19,4°C в 1932–1941 гг. до 16,5°C в 1902–1911 гг. (здесь приведены среднемесячные значения температуры). Каких-либо закономерностей смены и чередования этих кратковременных периодов потепления и похолодания не выявлено. Иначе говоря, КС практически мгновенно входит в новое состояние и выходит из него: при этом может находиться в нем достаточно продолжительное время (до 50 лет).

Обнаруженные авторами значительные колебания локальной температуры (периоды потепления и похолодания) в голоцене совпадают по времени с аналогичными эпизодами в Европе.

На климат Санкт-Петербурга сильное влияние оказывает Балтийское море. Так, по данным, рассчитанным за 1751–1979 гг., средняя температура января составляет –7,9°C, а наиболее теплого месяца июля – +17,8°C. Для сравнения, на 60° с.ш. (широта Санкт-Петербурга) для всего земного шара средняя температура января составляет –16°C (т.е. на 8°C ниже, чем в Санкт-Петербурге), а в июле – +15°C, что почти на 3°C ниже петербургской.

7.2. Методы прогноза климатических изменений

В 1980 годах под руководством М.И. Будыко на основе метода палеоклиматических аналогов был разработан прогноз изменения температуры воздуха и осадков для начала XXI века, который во многом оправдался (Анисимов, Белолуцкая, 2003). Эмпирический метод палеоаналогов основан на гипотезе о том, что предстоящее потепление будет аналогично имевшим место ранее в более теплые периоды истории Земли. Два таких периода – климатический оптимум голоцена (5–6 тыс. лет назад) и Микулинское межледниковье (около 125 тыс. лет назад) – достаточно хорошо изучены. Они, несмотря на различную природу потепления этих эпох, используются отечественными и зарубежными исследователями как аналоги будущего климата.

Анисимов и Белолуцкая (2003) предложили метод прогноза изменения климата, базирующийся на эмпирической основе. Математический формализм модели основывается на расчете корреляции временных рядов глобальной $T_{\text{гл}}(t)$ и региональной $T_p(t)$ температуры воздуха, осредненной за различные периоды (месяц, сезон, год). В этом методе глобальная температура воздуха используется в каче-

стве предиктора простой регрессионной модели, связывающей ее с изменениями региональной температуры там, где эмпирические данные за период наблюдений указывают на наличие статистически значимой корреляции между изменениями регионального и глобального климата:

$$T_p(t) = a_p T_{гл}(t) + \varepsilon_p + n(t) T_{гл}(t). \quad (7.2)$$

В уравнении a_p и ε_p – коэффициенты линейной связи глобальной и региональной температуры воздуха; $n(t)$ – слагаемое, учитывающее влияние стохастических факторов и процессов синоптического масштаба. Авторы модели высказали предположение, что влияние синоптических процессов можно свести к минимуму путем скользящего временного осреднения рядов $T_{гл}(t)$ и $T_p(t)$ за период $\Delta t_i = t_{i+1} - t$ порядка десятилетия, при этом

$$\int_{t_i}^{t_{i+1}} n(t) dt \rightarrow 0. \quad (7.3)$$

Полагая, что коэффициент ε_p не зависит от времени, с учетом (2) уравнение (1) запишется в виде

$$\Delta T_p(t_i) = a_p \Delta T_{гл}(t_i), \quad (7.4)$$

где ΔT_p и $\Delta T_{гл}$ – изменения региональной и глобальной температуры воздуха.

При реализации эмпирической модели, в первую очередь, с использованием данных наблюдений получают оценку коэффициента α_p , который характеризует региональную чувствительность климата к изменению глобально осредненной температуры воздуха на 1°C . Помимо среднего значения, рассчитывается дисперсия σ_p , которую можно рассматривать в качестве индикатора обоснованности эмпирической модели изменения температуры воздуха в данном регионе. Затем при помощи уравнения (7.4) рассчитываются ожидаемые изменения региональной температуры воздуха ΔT_p в зависимости от приращения $\Delta T_{гл}$.

Прогностический расчет по такой модели предполагает наличие данных об изменении глобально осредненной температуры воздуха $\Delta T_{гл}$, которые должны быть получены независимыми методами. Один из таких методов состоит в том, чтобы использовать заданное значение чувствительности климата, которая определяется как увеличение среднегодовой глобально осредненной температуры воздуха при уд-

воении содержания CO_2 в атмосфере совместно со сценарием изменения эквивалентной концентрации углекислого газа. Авторами данного метода использовался сценарий, предложенный МГЭИК, согласно которому время, необходимое для удвоения эквивалентной концентрации CO_2 в атмосфере с 300 до 600 миллионов единиц, составляет 80 лет. Чувствительность климата оценивалась по палеоданным и принималась равной $3^\circ C$. Эта величина попадает в середину диапазона оценок чувствительности климата, полученных при помощи простых одномерных моделей климата, который составляет от $1,7$ до $4,2^\circ C$.

Рассмотренная модель позволяет рассчитать наиболее вероятную картину региональных изменений температуры воздуха для условий глобального потепления на $1^\circ C$. Дисперсия σ_a характеризует точность такой оценки. Сценарий изменения эквивалентного содержания углекислого газа в атмосфере и чувствительность климата дают возможность масштабировать результат, полученный для гипотетических условий глобального потепления на $1^\circ C$, на заданный интервал времени в пределах нескольких десятилетий.

Рассмотрим результаты расчетов по эмпирической модели климата (ЭМК). Эмпирическая модель была построена на основе (7.2) – (7.4) и применена для оценки линейной связи параметров регионального и глобального климата. Конечной целью было получение прогноза изменения температуры воздуха для отдельных регионов на основе заданного прогноза глобального климата. Предполагалось, что при чувствительности климата $3^\circ C$ за счет продолжающегося роста содержания CO_2 в атмосфере среднегодовая глобально осредненная температура воздуха увеличится на $1^\circ C$ приблизительно за 25–30 лет.

Принципиально методологическим требованием ЭМК является то, что для ее реализации необходимо наличие статистически значимой корреляции между показателями глобального и регионального климата. Согласно расчетам, наилучшие результаты получаются в том случае, когда в качестве прогнозируемой величины рассматривается осредненная за десятилетие среднегодовая температура воздуха.

Расчет проводился по следующей схеме. На каждой из метеостанций объединенного архива ГГИ, насчитывающего около 2000 станций с длительными однородными наблюдениями, рассчитывалась норма средней годовой температуры воздуха за период 1951–1975 гг. и аномалии для каждого года наблюдений (1950–2000 гг.). Ряд аномалий сглаживался при помощи одиннадцатилетнего скользящего осреднения

и сравнивался со сглаженным рядом аномалий средней годовой глобально осредненной температуры воздуха, при этом рассчитывались коэффициенты корреляции двух рядов r_T , линейной регрессии a_p в (7.4) и его дисперсия σ_a . Эти параметры использовались для оценки обоснованности эмпирического прогноза температуры.

Анализ пространственного распределения рассчитанных коэффициентов корреляции выявил пять регионов – центральную часть и западное побережье США, Аляску и Центральную Канаду, Сибирь, Юго-восточную Азию и Австралию и Южную Африку – где значения r_T превышают 0,8 и региональные изменения СГТВ подчиняются глобальным закономерностям. По оценкам авторов модели, в ближайшие 25–30 лет среднегодовая температура на арктическом побережье Сибири может возрасти на 3–5°C, в Якутии, на Дальнем Востоке и на севере ЕТС – на 2–4°C. На северо-западе России и на западе Европы потепление будет слабым, не более 1°C.

Прогнозы для других регионов менее надежны. На большей части Южного полушария это может быть обусловлено недостаточным числом станций. В Центральной Европе и в Скандинавии корреляции региональной и глобальной температуры воздуха малы, в силу чего эмпирическая модель становится необоснованной. К тому же в ней не учитываются океанические течения и другие факторы.

Общие проблемы прогнозирования в климатических масштабах времени

В работе (Добровольский, 2002) приводится следующая классификация временных масштабов климатических изменений, что необходимо учитывать при прогнозе будущего состояния атмосферы и гидросферы.

1. Процессы на климатических масштабах времени возникают в соответствии со стохастической теорией климата в результате воздействия чисто атмосферного «погодного возбуждения» на инерционные компоненты системы. На «погодных» масштабах времени на синоптическую изменчивость накладывается суточный цикл изменчивости.

2. На больших масштабах времени выделяется «сезонный ход»: годовые колебания и его гармоники (в первую очередь, 6-месячная).

3. В широком диапазоне – от «промежуточного» масштаба (несколько недель) до десятков тысяч лет – в основе изменчивости нахо-

дятся процессы, не имеющие циклов в спектрах. Если говорить о глобально-осредненных климатических процессах «аккумуляции», то они описываются законом минус второй степени и моделью винеровского процесса.

4. Возможно, существуют циклы в гидросфере и атмосфере порядка 20, 40 и 100 тысяч лет.

Заблаговременность прогноза может меняться в широком временном диапазоне от 1 месяца до десятилетий.

Климатический процесс можно рассматривать как детерминированный или вероятностный. В последнем случае фиксированным условиям на границе системы могут соответствовать не одно, а бесконечное множество состояний системы и, что очень важно, – определенному (фиксированному) начальному состоянию системы может соответствовать бесконечное множество ее состояний в будущем. Климатические переменные изменяются по законам случайного процесса $\xi(t)$.

В теории случайных функций при описании и прогнозе природных процессов используют две модели: стационарного и нестационарного процессов. Случайный процесс $\xi(t)$ называется стационарным, если все его многомерные функции распределения остаются неизменными при сдвиге моментов времени на одинаковую величину вдоль оси времени. С физической точки зрения значение концепции стационарности процесса $\xi(t)$ может заключаться в следующем (Яглом, 1981): «Это означает, что $\xi(t)$ описывает изменения во времени числовой характеристики ξ такого события, вероятность временных изменений которого не испытывает воздействий со стороны макроскопических факторов».

Теоретически задача прогнозирования стационарных случайных процессов была решена Винером в 1940-х годах. В конце 1960-х – начале 1970-х годов появились работы Бокса и Дженкинса, посвященные параметрическим моделям, позволяющим давать прогноз процесса в явном виде с использованием лишь скалярных параметров модели и наблюдаемых предыдущих значений последовательности (метод экстраполяции случайных процессов). В 1970-х годах Ван ден Бос (Bos, 1971) установил связь между информационным подходом к анализу случайных процессов и авторегрессионными моделями (АР). Бос показал, что минимизация неизвестной априорной информации, в частности, информации о ходе процесса, в будущем приводит к моделям авторегрессии:

$$\xi(t) = c_1 \xi(t-1) + c_2 \xi(t-2) + \dots + \xi_m(t-M) + a(t), \quad (7.5)$$

где c_1, c_2, \dots, c_m – постоянные коэффициенты, $t = \dots, -2, -1, 0, 1, 2, \dots$, $a(t)$ – последовательность нормально распределенных некоррелированных по времени величин с нулевым средним значением («белый шум»). Параметр M называется порядком авторегрессии. Выражение (7.5) предполагает, что случайный процесс имеет нулевое среднее.

Формула (7.5) дает прогноз будущих значений последовательности в явном виде. Если $M = 1$, последовательность становится так называемым марковским процессом первого порядка или процессом авторегрессии первого порядка $AP(1)$. Формально разновидностями процесса $AP(1)$ являются и белый шум (если первый коэффициент авторегрессии c_1 равен нулю) и, асимптотически, «дискретный винеровский процесс» (если c_1 стремится к единице).

Перечисленные три вида случайных процессов представляют собой фундаментальные типы природных изменений. Белый шум (независимые случайные величины) – основа теории случайных процессов – чрезвычайно широко распространенный в природе тип изменчивости. Винеровские процессы (по существу, суммирование белого шума по времени) – самые распространенные в природе и обществе изменения «накопительного» типа. Марковский процесс первого порядка отличается тем, что распределение вероятностей при $t > t_1$ «не зависит от предыстории процесса при $t > t_1$ ».

В работе (Добровольский, 2002) приводятся схемы прогнозов при использовании вышеназванных типов случайных процессов. Оптимальный прогноз в каждом из трех случаев различен: для белого шума так называемый «климатологический прогноз» (среднее значение процесса); для винеровского процесса оптимальный прогноз стремится к так называемому «инерционному» (последнее наблюдаемое значение процесса); в случае марковского процесса первого порядка оптимальный прогноз – кривая, асимптотически приближающаяся к среднему значению.

В рамках обсуждаемой проблемы рассмотрим пример использования марковской модели для оценки возможных изменений климата Казани в ближайшие годы. Остановимся в связи с этим на рассмотрении ожидаемых изменений преимущественно лишь средних годовых температур воздуха (СГТВ), опираясь на результаты работы (Верещагин, Переведенцев, Шанталинский, 1996), выполненной на основе многолетних наблюдений (1828 – 1992 гг.) на ст. Казань, университет. Экстраполяция многолетнего хода СГТВ для Казани была вы-

полнена на основе теории марковских процессов, поэтому в начале коротко коснемся некоторых ее положений.

Пусть $\bar{x}_{k-\tau+1}, \bar{x}_{k-\tau+2}, \dots, \bar{x}_k$ – заключительная часть хронологического ряда скользяще-осредненных (с периодом осреднения > 1 год) аномалий СГТВ. Запишем указанную последовательность в виде вектора-столбца

$$\bar{x} = \begin{pmatrix} \bar{x}_k \\ \vdots \\ \bar{x}_{k-\tau+1} \end{pmatrix}. \quad (7.6)$$

Здесь k – время (годы), черта сверху над компонентами вектора \bar{x} служит признаком их временного осреднения.

Если функция автоспектра, построенная на основе полного (скользяще-осредненного) ряда аномалий СГТВ, близка к функции линейчатого узкополосного спектра, то этот ряд можно экстраполировать, используя для этого марковский процесс порядка τ :

$$\bar{y} = A\bar{x}. \quad (7.7)$$

Здесь

$$\bar{y} = \begin{pmatrix} \bar{x}_{k+\tau} \\ \vdots \\ \bar{x}_{k+z} \\ \vdots \\ \bar{x}_{k+1} \end{pmatrix} - \quad (7.8)$$

сглаженная оценка вектора-предиктанта, z – величина сдвига (заблаговременность прогноза), A – матрица коэффициентов перехода, формируемая по методу Юла – Уокера по одномерной (стационарной) функции автокорреляции $r(L)$, образуемой из полного (сглаженного) ряда аномалий СГТВ, L – величина запаздывания (сдвига). Параметр τ определяет одновременно «длину» информативной части ряда \bar{x} .

Марковская модель (7.7) базируется на учете автоинформативных свойств многолетнего ряда СГТВ, являясь одной из разновидностей метода формальной экстраполяции. Основу модели составляет множественная регрессия со свойственными ей ограничениями: вместо больших по модулю аномалий обычно предсказываются их несколько уменьшенные значения. В итоге вектор-предикант \bar{y} выглядит несколько более «гладким», чем реальный ход.

Марковский процесс можно использовать для экстраполяции и других климатических рядов (с годичной дискретизацией), если их спектральные свойства близки к упомянутым выше. Важной особен-

ностью модели (7.7) является ее стационарность, предполагающая, в частности, сохранение ансамбля доминирующих частот, зафиксированных в информативной части ряда и при переходе в область экстраполяции.

Разрешающая способность модели (7.7) зависит от свойств функции $r(L)$ (автоспектра), “длины” учитываемой информативной «истории» τ и величины периода скользящего осреднения m . Уменьшение τ приводит к потере чувствительности модели к длиннопериодным составляющим колебаний климата и к постепенной утрате самой возможности ее использования для задач экстраполяции климата. Напротив, увеличение длины скользящего осреднения m сопровождается потерей чувствительности модели к короткопериодным и увеличением чувствительности к длиннопериодным составляющим колебаний климата, уменьшением ошибок экстраполяции, но не гарантирует качества экстраполяции их фазовых изменений. Вместе с тем, при неограниченном увеличении m использование модели (7.7) теряет смысл. Признаком, указывающим на невозможность использования (7.7), является близость автоспектра прогнозируемого ряда к спектру “белого шума”.

Таким образом, использованию модели (7.7) предшествовали многочисленные ее испытания в целях определения параметров τ , m , обеспечивающих наиболее высокое качество экстраполяции аномалий СГТВ.

Испытание и подгонка модели (7.7) осуществлялись на данных об аномалиях СГТВ за 1900–1992 гг. Суть испытаний состояла в скользящем восстановлении (при различно задаваемых τ и m) отрезков прошлой их «истории» и определении возникавших при этом ошибок. При этом наилучшие оценки качества восстановления были получены при $m = 5$ лет и $\tau = 15$.

При экстраполяции СГТВ (и их аномалий) в качестве информативной истории \bar{x} учитывалась последовательность их сглаженных ($m = 5$) значений в 1978–1992 гг. В качестве стартовой принималась их средняя 5-летняя величина на отрезке 1990–1994 гг., условно отнесенная затем к его середине (1992 г.). В соответствии с выбранным τ область экстраполяции ограничивалась отрезком времени 1993–2007 гг. В последующем с помощью той же модели была выполнена экстраполяция зимних и летних температур воздуха в Казани, а также повторяемостей разных типов синоптических процессов в регионе (по Г.Я. Вангенгейму).

Марковская модель не свободна от ошибок ее применения. Поэтому приводимые ниже прогностические оценки сопровождаются указаниями их надежности (F) и их средних ошибок.

С вероятностью $F \approx 84\%$ вплоть 1997–1999 гг. можно ожидать понижения 5-летних скользящих средних СГТВ, где они достигнут минимума, опустившись ниже $3,5 \pm 0,4^\circ$. После 1997–1999 гг. можно ожидать ($F=70\%$) быстрый рост, и ближайший их максимум ожидается около 2004–2005 гг. Здесь их скользящее среднее значение может превысить $3,5 \pm 0,4^\circ$. После 2005 г. можно ожидать ($F = 66\%$) новое понижение СГТВ (рис. 7.5).

Ожидаемые изменения СГТВ в Казани находятся в согласии с прогностическими оценками изменений средних температур Северного полушария, полученными другими методами.

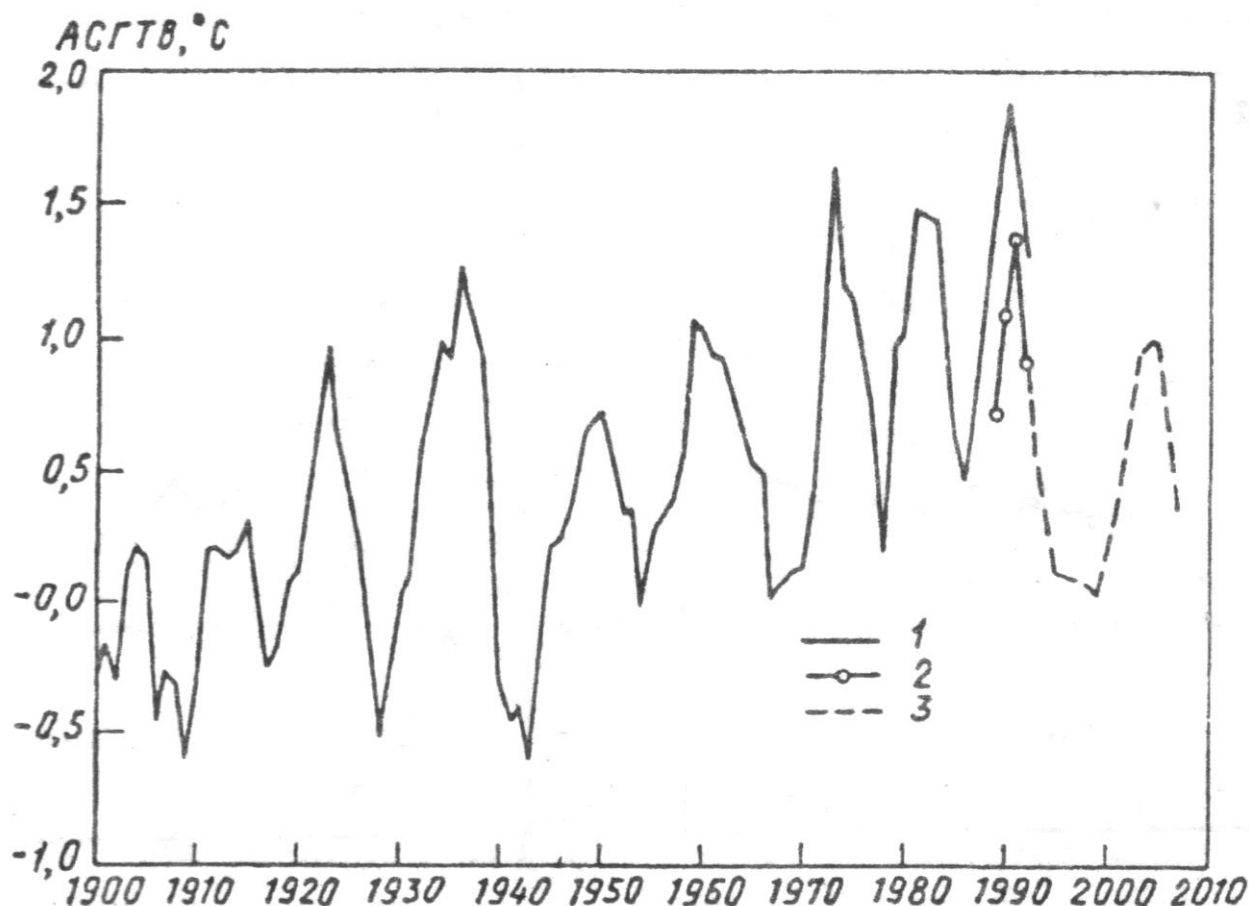


Рис. 7.5. Многолетний ход скользящих 5-летних средних СГТВ ($^\circ\text{C}$) в Казани: а — измеренные значения, в — восстановленные, с — экстраполированные (марковский процесс) величины

Экстраполяция (с помощью той же марковской модели) зимних и летних температур воздуха в Казани, а также повторяемостей разных типов синоптических процессов в регионе (по Г.Я. Вангенгейму) показала, что ожидаемое понижение СГТВ в конце текущего столетия будет связано в основном с быстрым понижением в эти годы зимних температур воздуха ($F=84\text{--}89\%$).

Экстраполяция с помощью марковской модели ожидаемых скользяще-осредненных ($m=5$ лет) СГТВ выполнялась, начиная с 1993 г. (середина 5-летия 1991–1995 гг.), а средних январских температур – с 1994 г. и в последующем еще не уточнялась. Теперь появляется первая возможность сравнения этих результатов с реальными значениями тех же температур воздуха в эти и последующие годы (табл. 7.5)

Т а б л и ц а 7.5

Скользящие средние 5-летние температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$)
на ст. Казань, университет

Средины 5-летних ин- тервалов (годы)	СГТВ		Средние температуры воз- духа в январе	
	марковский процесс	фактические значения	марковский процесс	фактические значения
1993	4,0	5,1	–	–
1994	3,9	4,8	-9,4	-9,3
1995	3,6	4,7	-11,1	-10,5
1996	–	–	-12,2	-11,1

Как видно (табл. 7.5), понижение температур воздуха к концу XX столетия, предусматриваемое марковским процессом, не противоречит реально наметившемуся характеру их изменений.

Понижение зимних температур в регионе будет определяться уменьшением частоты вхождений на территорию РТ более теплых воздушных масс атлантического происхождения и увеличением частоты проникновения арктических и континентальных масс.

Прогноз нестационарных процессов

Класс нестационарных процессов в природе значительно шире стационарных. К числу наиболее интересных нестационарных моделей относится винеровский процесс (одномерное случайное блуждание), который представляет собой суммированный по времени белый шум и в дискретном виде может быть записан следующим образом:

$$\xi(t) = \xi(t-1) + a(t), \quad (7.9)$$

где $\xi(t)$ – значение процесса в момент времени t ; $\xi(t-1)$ – значение процесса в предыдущий момент времени, $a(t)$ – белый шум (последовательность некоррелированных по времени, для определенности нормально распределенных случайных величин с нулевым средним). Данная модель содержит всего один (скалярный) параметр – дисперсию белого шума $\sigma^2 [a(t)]$.

В работе (Добровольский, 2002) приведены примеры прогноза белого шума («климатологический» прогноз, ошибки которого не зависят от заблаговременности), винеровского процесса (инерционный прогноз, ошибки которого растут пропорционально корню квадратному из заблаговременности прогноза).

Интересно при этом отметить, что в теории случайных процессов нестационарное поведение (например, длительный рост) какой-то характеристики или параметра может быть не вызвано ни одним другим нестационарным процессом (причиной). Нестационарность может возникать в результате накопления (суммирования по времени) абсолютно стационарных случайных величин – симметрично распределенных и имеющих нулевое среднее. Это неочевидное свойство процессов типа случайных блужданий было описано Бернулли около трех веков назад.

Для целей прогноза чрезвычайно важно установить в случайных процессах наличие тренда – неслучайного (детерминированного) изменения среднего значения процесса. Поэтому ряд исследователей пытаются осуществлять прогнозы при помощи экстраполяции выделенных трендов. Проблема прогноза климата стала особенно актуальной в настоящее время в связи с продолжающимся глобальным потеплением и выдвижением концепции «парникового потепления». В последнем (третьем) отчете МГЭИК, осуществленном в рамках «Международной комиссии по изменениям климата» (IPCC), представлен прогноз парникового потепления.

На рис. 7.6 представлены результаты двух прогнозов климата XXI столетия: вариант, разработанный по программе IPCC, и вариант С.Г. Добровольского. Крестиками показаны минимальные и максимальные оценки будущих на 2050 и 2100 годы глобальных температур. Точкой отсчета для прогнозов является средняя глобальная температура в 1990 г. Эти оценки учитывают 40 различных сценариев эмиссии парниковых газов в атмосферу и учитывают расчеты на семи

моделях общей циркуляции атмосферы, соединенных с океаническим блоком и блоком поверхности суши.

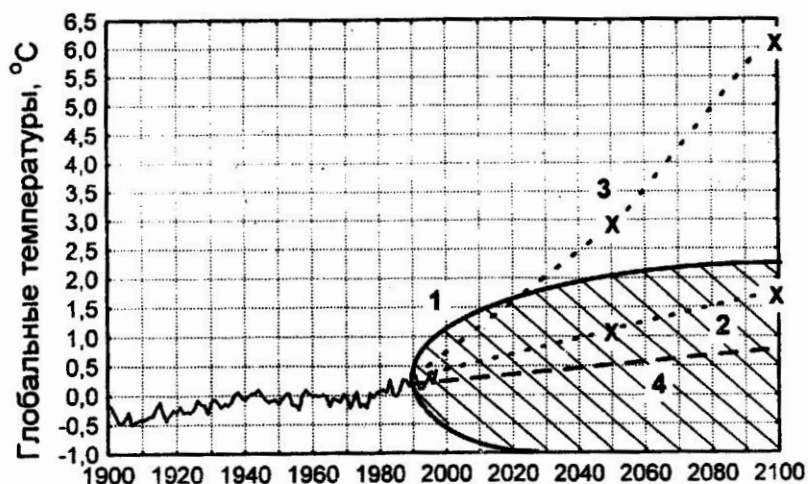


Рис. 7.6. Полученные (с 1900 г. — «ряд NOAA») и прогнозируемые изменения глобальной температуры. Парабола 1 — 95 % — доверительные интервалы прогноза естественных изменений температуры при помощи модели дискретного винеровского процесса; 2 — прогноз парникового потепления по «минимальному сценарию SRES» (Climatic Change, 2001); 3 — прогноз парникового потепления по «максимальному сценарию SRES» (там же); 4 — линейная экстраполяция «ряда NOAA». Крестиками отмечены прогнозируемые сценариями SRES значения температуры в 2050 и 2100 гг.

На этом же рисунке представлен прогноз возможных изменений глобальных температур в будущем, основанный на гипотезе о естественном характере этих изменений и на модели дискретного винеровского процесса (прогноз С.Г. Добровольского). Наклонная парабола 1 обозначает 95% доверительных интервалов этого прогноза (соответствующая область значений температур заштрихована). Среднеквадратичное значение приращений глобальных температур от года к году оценено по приведенному ряду глобальных температур NOAA и равнялось $0,11^{\circ}$. В качестве исходной точки для прогноза взято значение глобальной температуры в 1990 г. (аномалия составила $0,3^{\circ}$).

На рис. 7.6 представлен также вариант прогноза, полученный путем простой экстраполяции линейного «тренда» в предположении о том, что он присутствует в исходном ряде (4). Согласно данным рисунка, «парниковое потепление» до 2025 года остается в пределах естественных изменений глобальной температуры.

Следует отметить, что климатический прогноз IPCC на 2100 год базируется на долгосрочном прогнозе этнических, демографических, социальных, политических, экономических процессов (и, в первую очередь, энергетических), что снижает его достоверность ввиду значительной неопределенности вышеперечисленных процессов в будущем.

7.3. Сценарные прогнозы будущих изменений климата

Согласно определению МГЭИК (IPCC, 2001), под климатическим сценарием следует понимать правдоподобную (или вероятную) эволюцию климата в будущем, согласующуюся с предположениями о будущих эмиссиях ПГ и других атмосферных примесей, а также с существующими представлениями о воздействии соответствующих изменений их концентраций на климат. Соответственно, под сценарием изменения климата подразумевается разность между климатическим сценарием и современным состоянием климата.

В последние годы важное внимание уделяется моделированию будущих изменений климата с помощью глобальных объединенных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), разработанных в ведущих мировых центрах исследования климата. Анализ этих результатов экспертами МГЭИК привел их к выводу, что средняя глобальная температура воздуха вблизи земной поверхности с 1990 по 2100 гг. может повыситься в пределах от 1,4 до 5,8°C. Это приблизительно в два – десять раз выше средней величины потепления, наблюдавшегося в XX столетии, причем прогнозируемые темпы потепления могут оказаться самыми высокими за последние 10 тысяч лет (Изменение климата, 2001). Все это, естественно, приведет к значительным изменениям состояния окружающей среды. Безусловно, результаты моделирования во многом определяются как принятыми сценариями социально-экономического развития (включая интенсивность эмиссий парниковых газов), так и чувствительностью используемых моделей к малым внешним возмущениям. Правда, в IV докладе МГЭИК (2007 г.) содержится корректива на будущее средней глобальной температуры. Она будет расти в пределах от 1,8°C до 4,6°C.

В данном разделе приводятся некоторые результаты исследований в этом направлении, полученные в двух ведущих отечественных центрах по изучению изменений климата с помощью глобальных климатических моделей.

В последнее время в ИВМ РАН на базе собственной климатической модели под руководством В.П. Дымникова выполнены численные эксперименты по оценке чувствительности климатической системы к малым внешним воздействиям (Дымников, Володин, Галин и др., 2004). В первом (контрольном) эксперименте воспроизводился современный климат. Во втором эксперименте моделировалось глобальное потепление, для чего задавалось увеличение концентрации CO_2 на 1 % ежегодно от современного значения в начале эксперимента. Каждый эксперимент составлен на 80 лет. Удвоение концентрации CO_2 происходит примерно к 70 году расчета. В результате была дана оценка отклика модели на увеличение CO_2 . Для зонально осредненных температуры и зональной скорости ветра в атмосфере результаты таковы. В стратосфере происходит выхолаживание, максимальное на уровне 10 гПа и достигающее 5–7 К, а усиление скорости западного ветра в умеренных широтах стратосферы равно 2–3 м/с. В тропосфере происходит нагревание, максимальное в тропиках на изобарических поверхностях 500–200 гПа, а также в высоких широтах Северного полушария на изобарических поверхностях 1000–500 гПа и достигающее там 1,5 К. Отмечено статистически значимое усиление западного ветра в умеренных широтах обоих полушарий. Пространственная структура модельного отклика близка к структуре отклика, осредненного по всем моделям (18), участвующим в программе СМIP 2, однако величина потепления в модели ИВМ РАН примерно в 1,5 раза меньше, чем в среднем по всем моделям.

Получено также пространственное распределение среднегодового отклика модели ИВМ РАН для температуры у поверхности земли, давления на уровне моря и осадков. Оказалось, что потепление максимально в центре Евразии (достигает там 3,5 К) и Антарктиде (до 2,5 К). На большей части остальных континентов потепление составляет 1,0–1,5 К, а на большей части океанов – 0,5–1,0 К. В Евразии отклик модельной температуры ИВМ РАН близок по величине к среднему по всем моделям, а в остальных районах он меньше среднего примерно в 2 раза. Потепление минимально (~ 1 К) в Южном океане и на севере Атлантики.

Давление при увеличении CO_2 по расчетам модели ИВМ РАН уменьшается в высоких широтах обоих полушарий на 1–2 гПа и несколько возрастает в субтропиках обоих полушарий. Глобально осредненные среднегодовые осадки в контрольном эксперименте составляют

2,76 мм/сут., что близко к среднему по всем моделям (2,83 мм/сут.) и оценкам по данным наблюдений (2,66 – 2,82 мм/сут.).

Анализ пространственного распределения отклика осадков в модели показывает, что в центре Тихого океана, в районе летнего азиатского муссона, в северной половине Евразии и Северной Америке, а также в некоторых районах средних и высоких широт Южного полушария наблюдается статистически значимое увеличение осадков. Статистически значимое уменьшение осадков отмечается на юге Европы, в Тропической Атлантике, в некоторых субтропических районах обоих полушарий. География распределения осадков в модели ИВМ РАН хорошо согласуется с откликом, осредненным по всем моделям.

Большая часть среднегодового потепления в Евразии вызвана потеплением в холодную половину года. Вклад динамики атмосферы в потепление на континентах Северного полушария в холодное полугодие достигает на севере Европы и западе Сибири 1–2 К, что составляет 20–50% общего потепления. В остальных районах вклад изменения динамики атмосферы в потепление близок к нулю. Тем самым показано, что в суммарном отклике преобладающую роль играет радиационная составляющая. Главным компонентом динамического отклика является арктическое колебание. Установлено также, что повышение температуры у поверхности земли в климатических моделях при увеличении содержания в атмосфере CO_2 определяется в основном количеством тепла, расходуемого на прогрев океана, а также тем, насколько меняется радиационный баланс Земли в результате изменения облачности при изменении климата. Показано, что правильное воспроизведение подынверсионной облачности является ключевым условием для воспроизведения правильной чувствительности модели к увеличению содержания CO_2 . Это обусловлено тем, что при увеличении содержания CO_2 тропосфера нагревается сильнее, чем поверхность Земли. В результате вблизи поверхности возрастает частота возникновения инверсий и, следовательно, подынверсионной облачности. Это приводит к уменьшению приходящей коротковолновой радиации и ослаблению величины глобального потепления. Поэтому, считают авторы, правильное воспроизведение подынверсионной облачности является ключевым моментом для воспроизведения правильной чувствительности модели к увеличению содержания CO_2 .

Авторами (Мелешко, Голицын, Говоркова и др., 2004) была предпринята попытка оценить по ансамблю климатических моделей (7) антропогенные изменения климата России в XXI веке. Россия распола-

гается в высоких широтах, где, согласно данным наблюдений, в настоящее время происходят наиболее значительные изменения климата. Расчеты показывают, что средние по ансамблю моделей характеристики климата лучше согласуются с данными наблюдений, чем вычисленные с помощью отдельных моделей.

Результаты моделирования изменений климата с использованием сценария эмиссий В2 (промежуточного) МГЭИК, полученные по отношению к базовому климатическому периоду 1981–2000 гг., таковы. Глобальное потепление климата составит $1,3^{\circ}\text{C}$ к середине XXI в. (2041–2060 гг.) и $2,1^{\circ}\text{C}$ к его концу (2080–2099 гг.). На территории России в разные сезоны температура будет меняться в широких пределах. Наибольшее повышение приземной температуры в XXI в. ожидается в Сибири и на Дальнем Востоке. Так, повышение температуры вдоль побережья Северного Ледовитого океана составит 4°C в середине XXI в. и $7\text{--}8^{\circ}\text{C}$ – в его конце.

Средние по ансамблю МОЦАО оценки глобального роста среднегодовых осадков составляют $1,8\%$ и $2,9\%$, соответственно, для середины и конца XXI в. Среднегодовой рост осадков на всей территории России значительно превышает глобальные изменения. На многих российских водосборах отдельных крупных рек или групп рек осадки, согласно расчетам, увеличиваются не только зимой, но и летом. Летние осадки возрастают в меньшей степени, чем зимние. Их рост наблюдается в основном в Северных регионах, в Сибири и на Дальнем Востоке. Летом усиливаются преимущественно конвективные осадки, что указывает на возможность увеличения повторяемости ливней и связанных с ними экстремальных режимов погоды.

В XXI в. произойдут изменения баланса воды в почве, так как при потеплении климата вместе с ростом осадков в теплое время года увеличивается испарение с поверхности суши, что приведет к заметному уменьшению влагосодержания деятельного слоя почвы и стока. В России это будет способствовать формированию более засушливых условий, особенно на юге территории.

Согласно модельным расчетам, рост средних осадков за год при потеплении климата приведет к заметному увеличению стока на большинстве водосборов (за исключением водосборов южных рек Днепра и Дона, на которых годовой сток к концу XXI в. уменьшится на 6%). Годовой рост стока на реках России будет происходить за счет увеличения весеннего таяния снега из-за потепления климата. При этом на водосборах сибирских рек Енисей и Лена за счет накоп-

ления дополнительной массы снега зимой произойдет существенное увеличение стока с апреля по май.

Расчеты выявили также заметные изменения вечной мерзлоты, в частности, произойдет значительное увеличение глубины протаивания вечномёрзлых грунтов, особенно в зоне, примыкающей к южной границе вечной мерзлоты.

Таким образом, ансамблевые модельные оценки позволяют получить информацию о будущих изменениях климата, оценить не только изменения средних значений, но и повторяемость экстремальных режимов.

В.В. Клименко (2004), анализируя причины похолодания климата ранней субатлантической эпохи (IV–III вв. до н.э.) в Северном полушарии, пришел к выводу, что оно не может быть приписано влиянию только одного фактора. В этот период в одном направлении действовали несколько факторов – резкое снижение солнечной активности на фоне низкого содержания основных парниковых газов атмосферы, пониженное значение зимней инсоляции и существенное распреснение Северной Атлантики. В наступившем столетии ожидаются сильное снижение солнечной активности и возрастание интенсивности взрывного вулканизма на фоне самого низкого за весь голоцен значения летней инсоляции. Кроме того, из-за возрастания количества осадков в высоких широтах и возможного частичного разрушения Гренландского ледового щита становится вероятной перспектива нового распреснения вод Северной Атлантики. Эти обстоятельства, по мнению В.В. Клименко, могут привести к серьезному замедлению темпов современного потепления.

В последние годы появились новые работы с климатическими сценариями на XXI век. Это, в первую очередь, IPCC (2007), ОД (2008). В работе (Кислов и др., 2008) приводятся данные о динамике климата XXI века. Анализ аномалий температуры воздуха в приповерхностном слое (относительно периода 1960–1990 гг.) в XX и XXI веках, по данным измерений и результатам математического моделирования для различных сценариев IPCC, показал, что для самого «жесткого» сценария A2 среднее значение ожидаемых на конец столетия изменений температуры составит чуть меньше 4,0°C. И в наиболее мягком варианте B1 изменения составят порядка 1,8°C. Расчеты выполнены по ансамблю моделей.

Пространственное распределение аномалий в XXI веке ожидается следующее. В первую треть столетия климат теплеет примерно на

1°C в целом. Над океанами аномалии не превышают 1°C, а над материками в Северном полушарии достигают 1,5–2°C.

В конце столетия потепление усилится и особенно в Арктике, где эффективно срабатывает обратная связь роста температуры и состояния морского льда. Аномалии на материках достигают 4–5°C, температура океана растет медленнее. Осадки прогнозируются менее надежно. По результатам моделирования они должны возрасти в высоких широтах Северного и Южного полушарий и уменьшится в субтропиках.

Рассмотрим будущие изменения климата России в XXI веке, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP 3, следуя работе (Мелешко, Катцов, Говоркова и др., 2008).

Климат России отличается своим природным разнообразием, обусловленным большой протяженностью ее территории с запада на восток и с севера на юг, и значительными сезонными колебаниями температурного и гидрологического режимов. Примерно 65% территории России занимает многолетняя мерзлота, чувствительная к происходящему потеплению климата. Современные и ожидаемые в будущем изменения климата могут иметь многочисленные и неоднозначные последствия (положительные и отрицательные) для экосистем, экономики и населения различных регионов России, что делает актуальной проблему адаптации общества к меняющейся климатической обстановке, поиска оптимальной стратегии по снижению рисков.

Сотрудники ГГО им. А.И. Воейкова выполнили анализ результатов расчетов будущих изменений климата на территории России с помощью ансамбля из 16 глобальных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) нового поколения (CMIP 3). Рассматриваются изменения климата для начала (2011–2030 гг.) и середины (2041–2060 гг.) XXI века по отношению к базовому климатическому периоду 1980–1999 гг. Расчеты выполнялись для сценария увеличения парниковых газов и аэрозоля A2.

Ансамблевый подход в последние годы находит все большее применение. Параллельные расчеты с одной или несколькими моделями при одинаковом внешнем воздействии принято называть ансамблевыми. Ансамбли, составленные из расчетов с одной и той же моделью, но при разных начальных условиях, характеризуют неопределенность, обусловленную собственной климатической изменчивостью данной

модели. Мультимодельные ансамбли, составленные из расчетов с независимыми моделями, характеризуют неопределенность, обусловленную межмодельными различиями. Наиболее высокую успешность при сравнении с данными наблюдений, как правило, показывает результат осреднения по мультимодельному ансамблю. Это связано с тем, что систематические ошибки, присущие каждой модели в отдельности, часто являются случайными по отношению к ансамблю моделей и при осреднении взаимно компенсируются. Из-за нелинейности климатической системы модельные расчеты ее эволюции чувствительны к малым возмущениям в начальных условиях (ОД, 2008).

Авторами (Мелешко, Катцов, Говоркова и др., 2004) приводятся сведения о долгосрочных сценариях эмиссии парниковых газов и аэрозолей в атмосферу в XXI веке, разработанных МГЭИК (СДСВ). Сценарии СДСВ разработаны на широком перечне демографических, экономических и технологических факторов, определяющих эмиссии. Их общее количество – 40, но в большинстве МОЦАО расчеты эволюции климата в XXI столетии проводятся с использованием двух сценариев СДСВ: А2 и В2.

По сценарию А2 развитие мира будет проходить на основе сохранения местной самобытности и опоры на собственные природные ресурсы при постоянном росте общей численности населения в мире. В результате такого развития ожидается значительный рост концентрации основных ПГ в атмосфере. В соответствии со сценарием А2 концентрация CO_2 в атмосфере достигнет удвоения к 2065 г. по сравнению с доиндустриальным периодом (до 1850 г.). В 2100 г. концентрация основных ПГ в атмосфере увеличится по сравнению с принятым за базовый 1990 г.: CO_2 – в 2,42, CH_4 – в 2,19 и N_2O – в 1,45 раза.

По сценарию В2 мировое развитие будет сосредоточено на решении локальных проблем экономической, социальной и экологической устойчивости с постоянно увеличивающимся населением Земли при темпах ниже, чем в сценарии А2. Данный сценарий ориентирован на охрану окружающей среды и решение социальных проблем в рамках регионального развития. Этот сценарий очень близок к современному уровню развития, и прогностический рост эмиссии CO_2 в атмосферу примерно соответствует его росту за последние 10 лет. По сценарию В2 концентрация CO_2 в атмосфере достигнет удвоения к 2080 г. по сравнению с доиндустриальным периодом. В 2100 г. концентрация

основных парниковых газов увеличится по сравнению с базовым 1990 г.: CO_2 – в 1,76 раза, CH_4 – в 1,75 раза и N_2O – в 1,18 раза.

До середины XXI столетия различия между A2 и B2 невелики, а к концу столетия ожидаются значительные различия между ними с более сильным потеплением при сценарии A2 (оценка «сверху»).

Интерес к России объясняется не только тем, что на ее территории, особенно в высоких широтах, происходят значительные изменения климата (потепление климата на территории России за XX столетие составило $0,9^\circ\text{C}$ при глобальном значении потепления $0,6^\circ\text{C}$, причем наибольший среднегодовой тренд наблюдался в Средней и Восточной Сибири и составил $3,5^\circ\text{C}/100\text{лет}$, а зимой – $4,7^\circ\text{C}/100\text{лет}$), но и влиянием этих изменений на состояние биосферы далеко за ее пределами. Так, изменения гидрологического цикла на водосборах северных рек могут повлиять на пресноводный бюджет Северного Ледовитого океана и далее – на формирование глубинных вод в субарктических морях Северной Атлантики. Изменения биомассы леса (в результате смещения климатических зон, изменения повторяемости и пространственных масштабов лесных пожаров и т.д.) могут оказать влияние на глобальный биогеохимический и энергетический циклы. При таянии вечной мерзлоты происходит выделение CO_2 и CH_4 , что повлияет на глобальный углеродный бюджет.

В расчетах главное внимание уделено следующим климатическим характеристикам: температуре приземного воздуха, атмосферному давлению, облачности, осадкам, влагосодержанию почвы, снежному покрову суши, годовому стоку, колебаниям уровня Каспийского моря.

Все без исключения модели СМIP 3 указывают на потепление климата России в XXI веке, которое заметно превышает среднее глобальное потепление. Наибольшее повышение приземной температуры ожидается зимой, причем оно усиливается к северу, достигая максимальных значений в Арктике. Так, к середине XXI века в Архангельской области, Республике Коми, Ямало-Ненецком автономном округе и на Таймыре повышение температуры зимой будет достигать $4\text{--}5^\circ\text{C}$. Летом, наоборот, потепление в высоких широтах незначительно – $1\text{--}2^\circ\text{C}$. Заметно большее потепление летом ожидается в южных районах России: на Северном Кавказе, в Поволжье и на юге Западной Сибири ($2\text{--}3^\circ\text{C}$).

Уже в начале XXI века потепление климата в большинстве регионов России превышает стандартное отклонение, характеризующее межмодельный разброс оценок. К середине и особенно к концу XXI

века изменения температуры значительно превышают стандартные отклонения на всей территории России даже в холодное время года, когда естественная изменчивость температуры особенно велика.

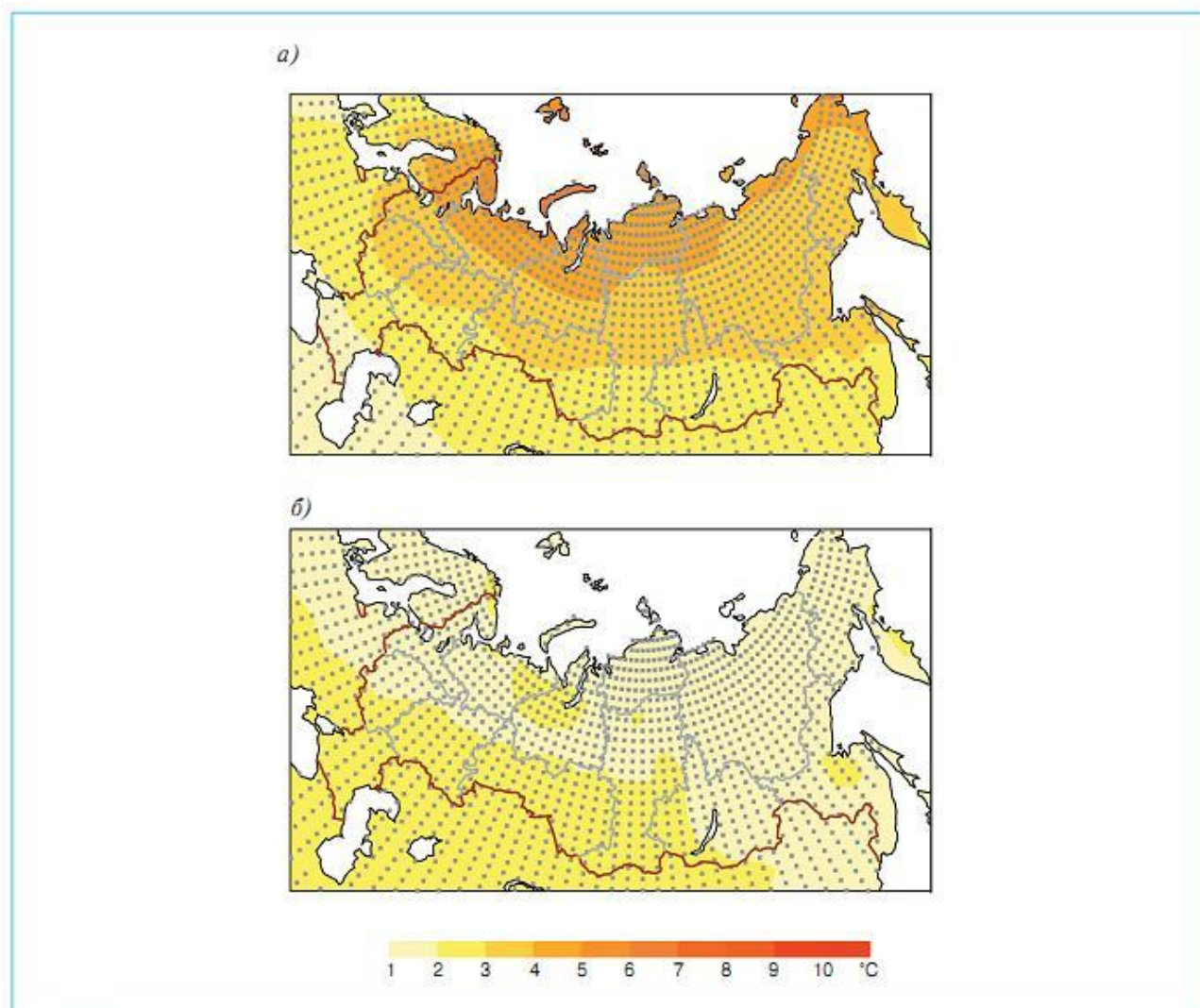


Рис. 7.7. Изменения температуры приземного воздуха ($^{\circ}\text{C}$) на территории России зимой (*a*) и летом (*б*) к середине XXI в. (2041–2060 гг.), рассчитанные по ансамблю МОЦАО CMIP 3 для сценария A2. Точками обозначены области, в которых отношение среднего изменения температуры к стандартному отклонению, характеризующему межмодельный разброс, больше единицы

Согласно модельным оценкам, в XXI веке на всей территории России ожидается повышение наиболее низкой в году суточной температуры приземного воздуха (годового минимума температуры). Наибольшее их увеличение (до $4\text{--}6^{\circ}\text{C}$) ожидается на юге и северо-западе Европейской России, а на Урале и в Восточной Сибири оно составит $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$.

Т а б л и ц а 7.6

Изменения температуры приземного воздуха на территории России и соответствующие стандартные отклонения ($^{\circ}\text{C}$) в начале (2011–2030 гг.), середине (2041–2060 гг.) и конце (2080–2099 гг.) XXI века зимой и летом (сценарий А2)

Регион	Годы					
	2011–2030 гг.		2041–2060 гг.		2080–2099 гг.	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето
Европейская Россия	$1,2 \pm 0,9$	$0,9 \pm 0,5$	$3,4 \pm 0,9$	$2,1 \pm 0,8$	$6,8 \pm 1,4$	$4,2 \pm 1,4$
Западная Сибирь	$1,4 \pm 0,7$	$0,8 \pm 0,5$	$3,4 \pm 1,0$	$2,0 \pm 0,8$	$7,2 \pm 1,8$	$4,4 \pm 1,4$
Восточная Сибирь	$1,5 \pm 0,6$	$0,8 \pm 0,4$	$3,6 \pm 1,0$	$1,7 \pm 0,7$	$7,7 \pm 1,7$	$3,9 \pm 1,4$
Вся территория России	$1,4 \pm 0,7$	$0,8 \pm 0,4$	$3,4 \pm 0,8$	$1,9 \pm 0,7$	$7,2 \pm 1,7$	$4,2 \pm 1,3$

Увеличение годовых максимумов температуры приземного воздуха к середине XXI века на всей территории России не превысит 3°C . Ожидаются большая, чем в XX веке экстремальность и изменчивость термического режима.

К середине XXI в. ожидается сокращение на 6–8 сут. эпизодов с экстремально низкой температурой зимой на северо-западе России и на крайнем Севере. Заметное сокращение числа экстремально холодных дней в году также будет происходить на побережье Тихого океана. В Центральной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке число дней с морозом уменьшится на 10–15, а на Европейской территории России – на 15–30. Среднее по ансамблю сокращение числа дней с морозом превышает межмодельное стандартное отклонение на всей территории России к середине XXI в.

Анализ межгодовой изменчивости давления на уровне моря, которая определяется долговременными колебаниями режимов атмосферной циркуляции, показывает, что зимой при потеплении климата будет происходить смещение Сибирского антициклона к северу.

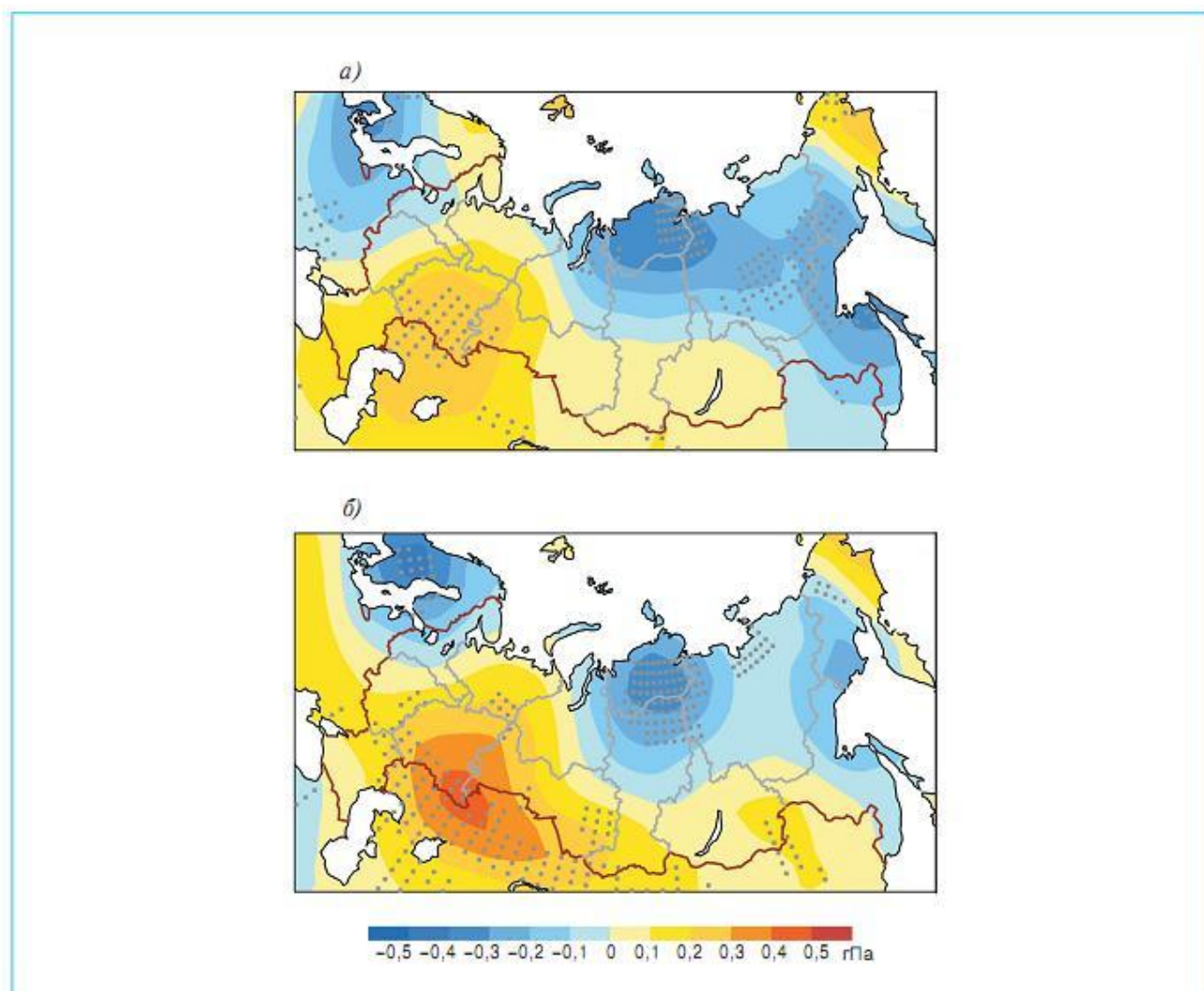


Рис. 7.8. Изменения межгодовой изменчивости атмосферного давления на уровне моря (гПа) зимой к середине (а) и концу (б) ХХІ в. Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака

Анализ стандартных отклонений давления на уровне моря зимой и летом к середине ХХІ в. по ансамблю из 9 МОЦАО показал, что из-за существенного межмодельного разброса изменчивости давления получить однозначную картину будущих изменений статистики синоптических процессов затруднительно. Как зимой, так и летом отношение трендов стандартного отклонения давления (сигнала), полученного по ансамблю МОЦАО, к его межмодельному разбросу (шуму) оказывается меньше единицы практически на всей территории России. Авторы рассматриваемой работы предполагают, что к середине ХХІ в. заметных изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции на

территории России ожидать не следует. Вместе с тем, согласно расчетам по отдельным моделям, при потеплении климата в Северном полушарии уменьшается повторяемость циклонов, но возрастает их интенсивность и происходит смещение их путей движения к северу.

Облачность и солнечная радиация

К середине XXI в. ожидается увеличение на 2–4% общей облачности зимой и ее уменьшение на 2–10% летом на всей территории России. Однако модели показывают значительный межмодельный разброс этих изменений, который по абсолютной величине сопоставим со средними по ансамблю МОЦАО изменениями.

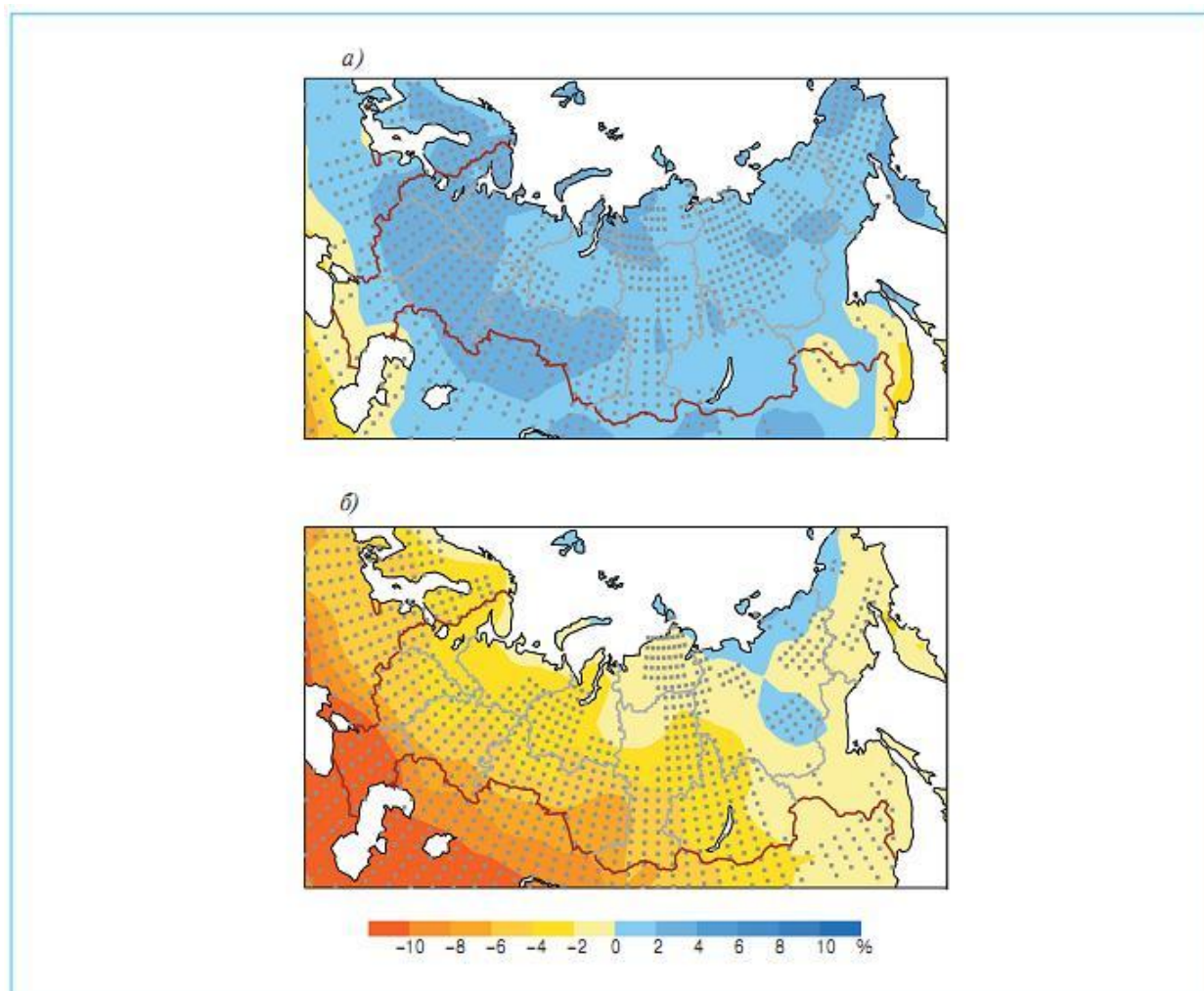


Рис. 7.9. Изменения количества общей облачности (%) на территории России зимой (а) и летом (б) к середине XXI века, рассчитанные по ансамблю МОЦАО для сценария А2. Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака

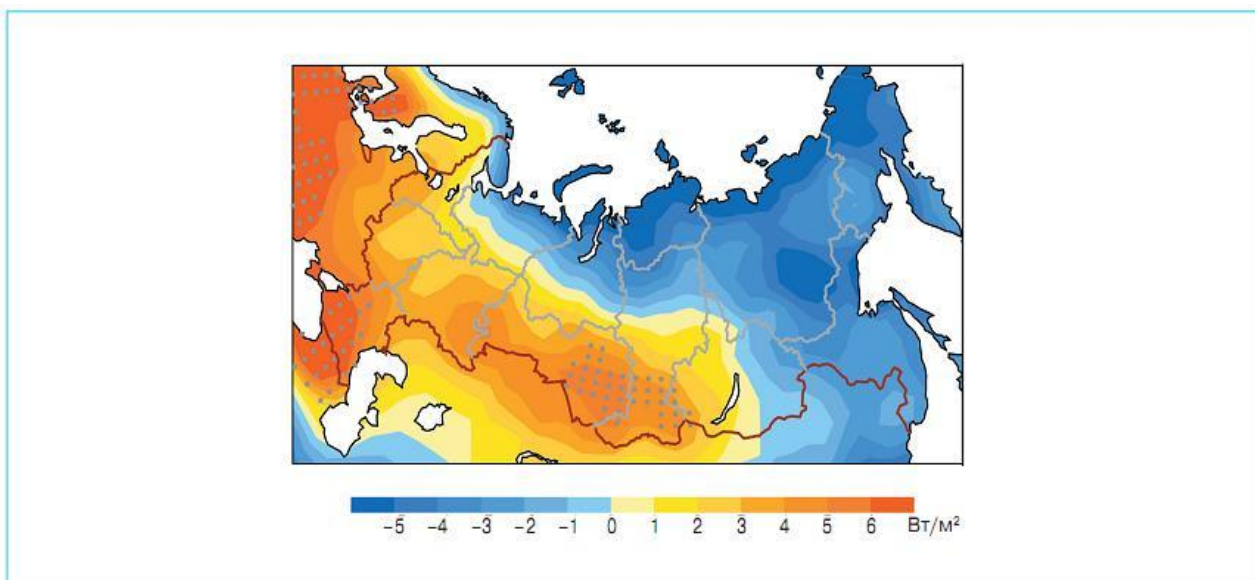


Рис. 7.10. Изменения потока солнечной радиации (Вт/м^2), приходящей на поверхность земли летом к середине XXI в., рассчитанные по ансамблю из 15 МОЦАО. Точками выделены области, в которых отношение среднего по ансамблю МОЦАО изменения к межмодельному стандартному отклонению больше единицы

Как известно, поток солнечной радиации, приходящий на подстилающую поверхность Земли, изменяется в связи с эволюцией облачности, изменениями прозрачности атмосферы в результате изменения ее влагосодержания, концентрации аэрозолей. Особый интерес представляют летние условия, поскольку зимой на территории России приток солнечной радиации к подстилающей поверхности невелик. Расчеты показывают, что к середине XXI века поток солнечной радиации, приходящий на поверхность Земли, увеличится на $4\text{--}5 \text{ Вт/м}^2$ в южных регионах вплоть до Байкала. Однако лишь на юге Сибири среднее изменение потока оказывается большим по абсолютной величине, чем межмодельные стандартные отклонения.

Атмосферные осадки

В XXI в. количество осадков на территории России в целом будет увеличиваться особенно зимой. Это вызвано увеличением влагоемкости атмосферы зимой и интенсификацией гидрологического цикла летом (увеличение осадков, речного стока и испарения).

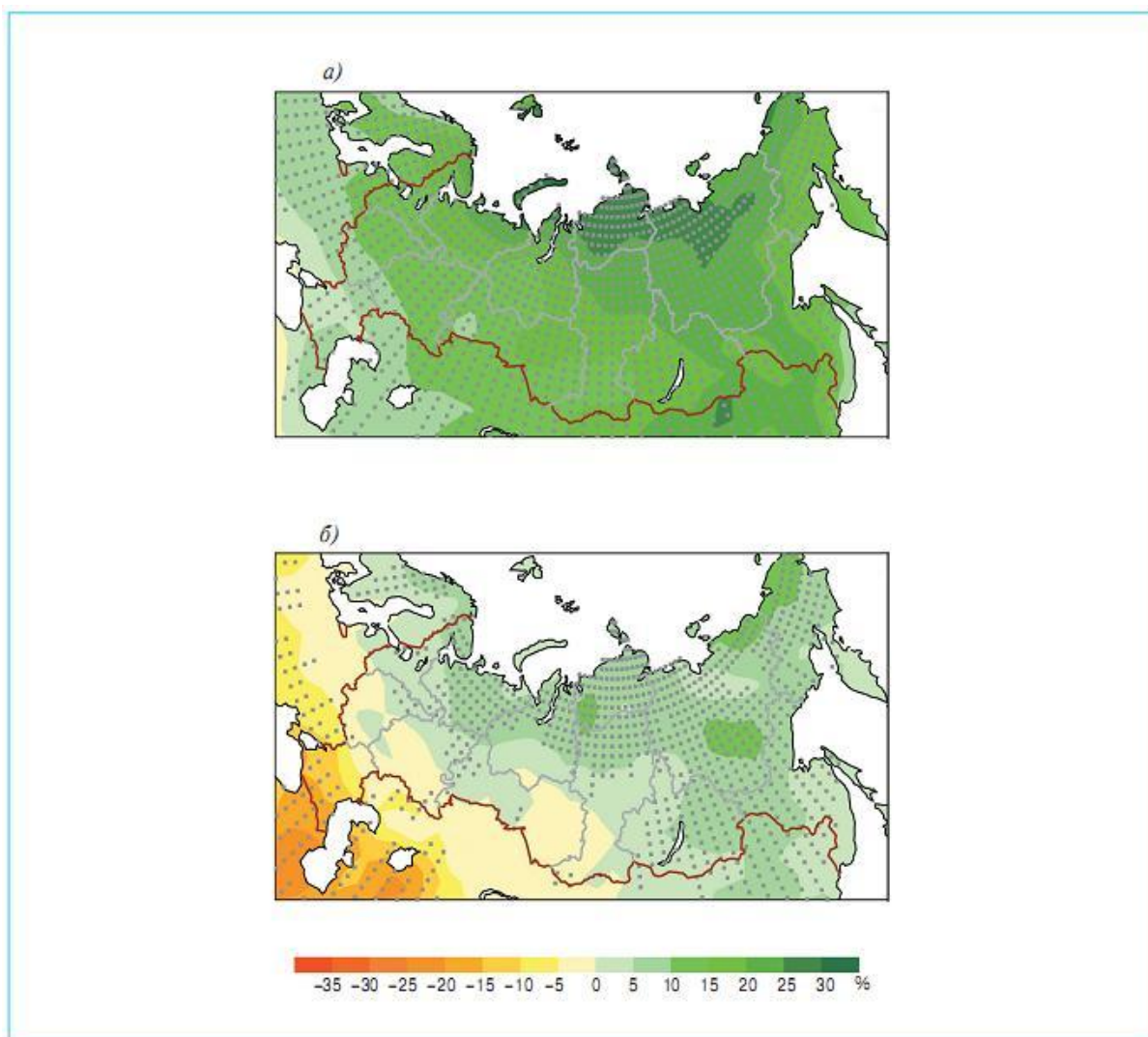


Рис. 7.11. Изменения суммарных (жидких и твердых) осадков (%) зимой (а) и летом (б) к середине XXI в., рассчитанных по ансамблю из 16 МОЦАО для сценария А2. Серыми точками обозначены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака

Географическое распределение будущих изменений количества осадков зимой и летом очень различается. В начале XXI в. увеличение осадков мало, а к середине века оказывается существенным, особенно в восточных и северных регионах России. Летом увеличение количества осадков заметно меньше, чем зимой. К середине XXI в. выделяются области уменьшения осадков на юге Европейской России и Сибири. Увеличение осадков летом ожидается только на севере и востоке России. С запада на восток вдоль южных границ России протянулась зона, отделяющая области значительного увеличения осадков на севере от области их уменьшения на юге.

Уже в начале XXI в. средние изменения осадков зимой превышают межмодельный разброс (стандартные отклонения) на большей

части территории России, а летом они сравнимы по величине (табл. 7.7). К середине века изменения осадков летом в Сибири начинают превышать межмодельный разброс.

Т а б л и ц а 7.7

Изменения суммарных осадков и их стандартные отклонения
(в % по отношению к современному климату) в начале (2011–2030 гг.),
середине (2041–2060 гг.) и конце (2080–2099 гг.) XXI в.
на территории России зимой и летом

Регион	Годы					
	2011–2030 гг.		2041–2060 гг.		2080–2099 гг.	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето
Европейская Россия	4±3	1±4	11±5	1±5	25±8	-0±9
Западная Сибирь	7±4	1±1	16±8	4±3	39±11	7±6
Восточная Сибирь	10±3	3±3	19±7	6±4	45±14	14±7
Вся территория России	6±3	2±1	14±5	4±3	34±8	8±5

Летом на фоне увеличения суммарных осадков во многих районах увеличиваются конвективные осадки и уменьшаются осадки из облаков слоистых форм. Области наибольшего увеличения конвективных осадков становятся достаточно хорошо выраженными лишь к середине XXI в. Более 2/3 моделей показывают тенденцию увеличения конвективных осадков, которое в среднем по ансамблю составляет 5–10 % на значительной территории России.

Повторяемость экстремальных (более 90 %) суточных сумм осадков в летний сезон увеличится на 2–6 % на всей территории России по отношению к суточным суммам в конце XX в. Это свидетельствует о том, что экстремальные осадки летом станут более редкими, но более интенсивными, хотя достоверность полученных изменений невысока.

Годовой сток

Расчеты по ансамблю МОЦАО СМIP 3 показывают, что уже в начале XXI в. на большей части территории России и, особенно, в Сибири ожидается заметное увеличение речного стока. В южных регионах Европейской России и сопредельных странах наблюдается

тенденция к уменьшению стока, особенно четко выраженная на большей части Украины и на Северном Кавказе. На водосборах Днепра, Дона и Днестра следует ожидать уменьшения годового стока вследствие уменьшения годовых сумм осадков и увеличения испарения весной и летом.

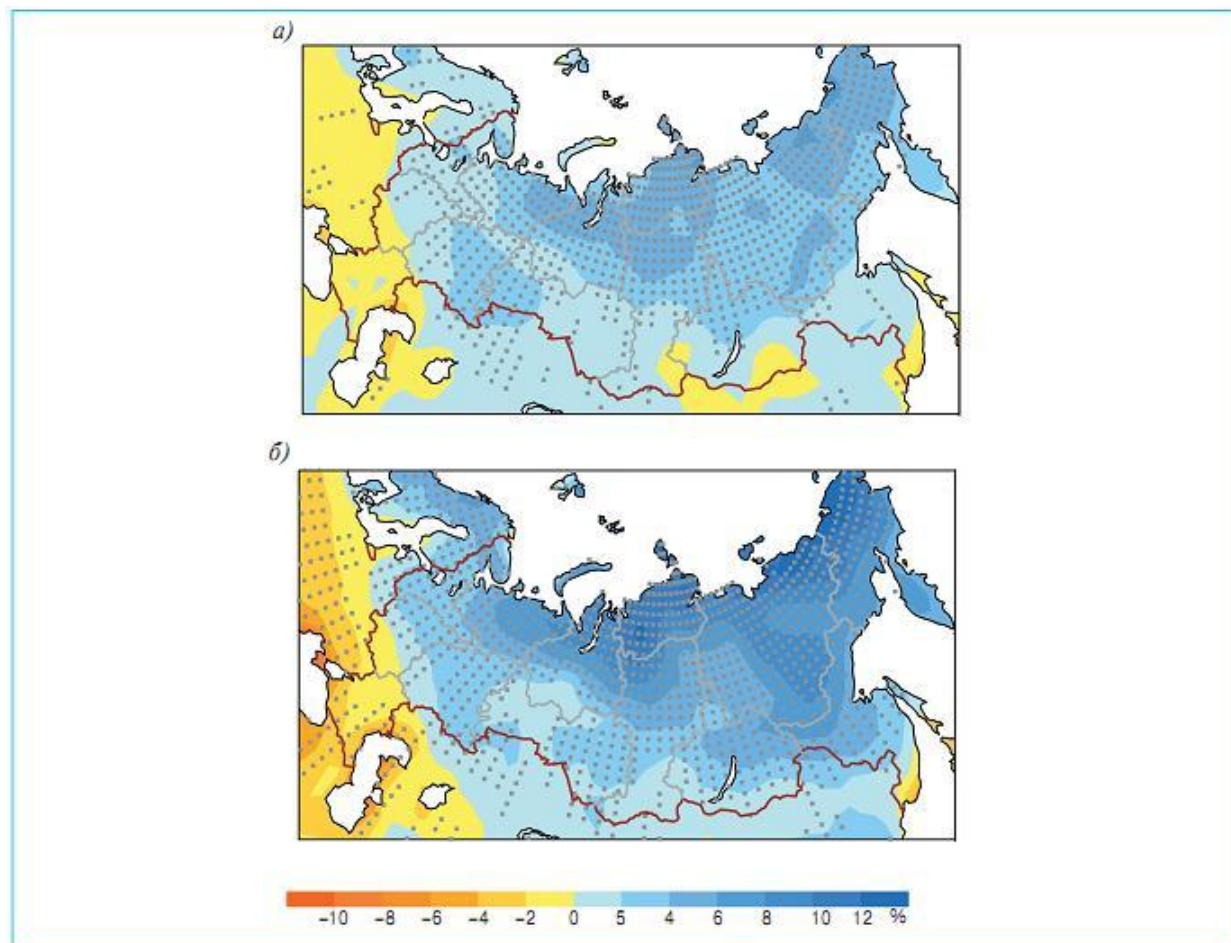


Рис. 7.12. Изменения среднего за год стока (%) в 2011–2030 гг. (а) и 2041–2060 гг. (б) с учетом сценария А2. Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака

МОЦАО CMIP 3 демонстрируют большой разброс оценок стока. В начале XXI в. стандартные отклонения изменений стока на многих водосборах сравнимы со средними по ансамблю изменениями, а к середине века на некоторых водосборах, в первую очередь Лены, Енисея, северных рек, изменения годового стока превышают значения межмодельного разброса. На большинстве водосборов изменения стока статистически значимы на уровне 5%.

Влагосодержание верхнего слоя почвы

Влагосодержание почвы – весьма изменчивая в пространстве характеристика, определение которой с помощью моделей зависит не только от методов параметризации физических процессов в атмосфере и деятельном слое почвы, но также от задаваемых тепло- и водно-физических характеристик деятельного слоя почвы.

С помощью МОЦАО СМІР 3 рассчитаны только влажность верхнего слоя глубиной 0,1 м и влагосодержание всего слоя почвы, глубина которого различается в разных МОЦАО.

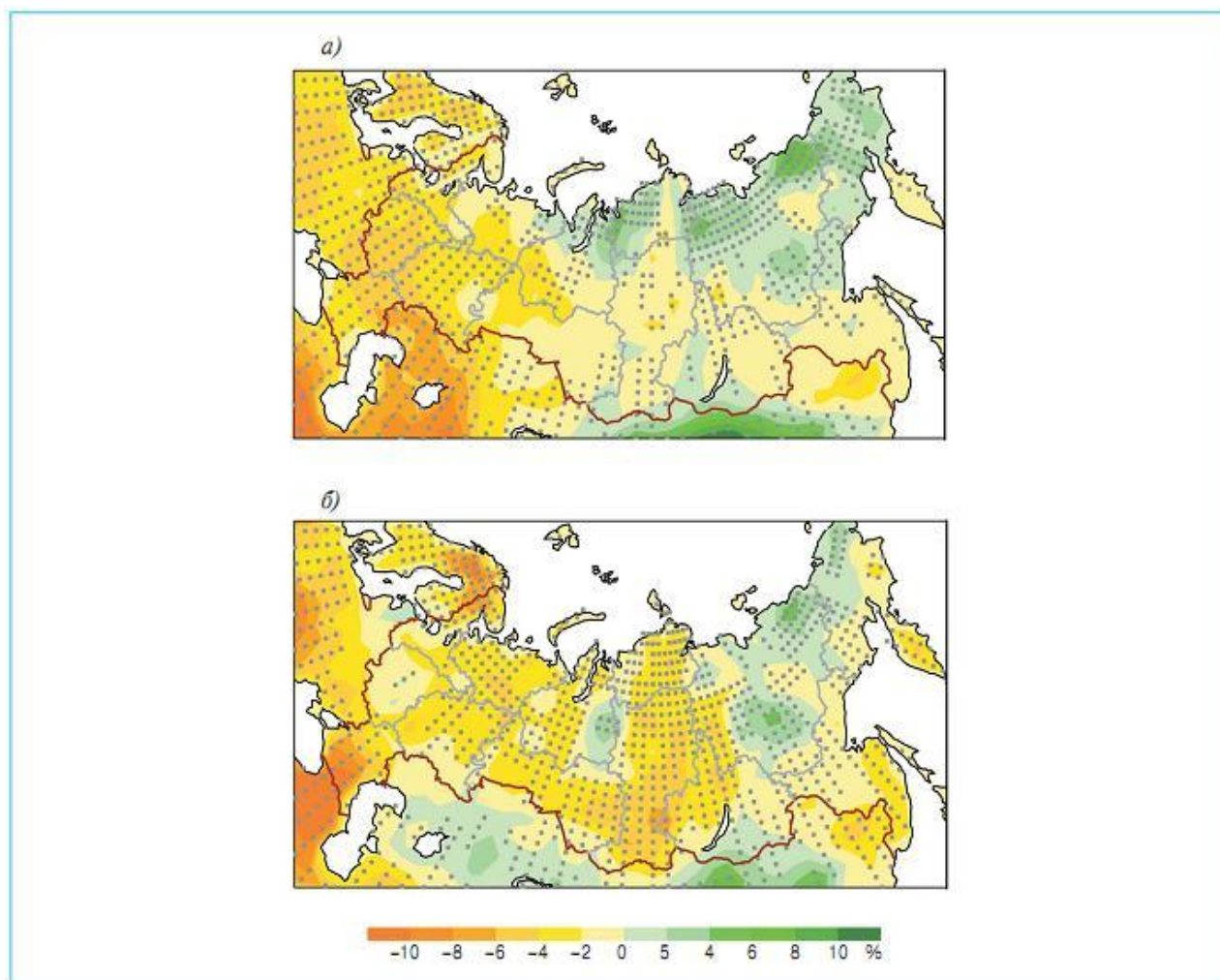


Рис. 7.13. Изменения влагосодержания верхнего слоя почвы (%) на территории России весной (а) и летом (б) к середине XXI в. для сценария А2. Расчеты выполнены по ансамблю из 6 МОЦАО.

В анализе использованы данные о влажности верхнего слоя почвы (10 см). Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака

Согласно этим расчетам, в юго-западном регионе России (Северный Кавказ, Ростовская и Астраханская области) влагосодержание верхнего слоя почвы глубиной 0,1 м к середине XXI века уменьшается на 5–10% по сравнению с периодом 1980–1999 гг. С середины XXI века расчетные изменения влажности почвы начинают превышать межмодельные стандартные отклонения (в мае, июне и июле). Таким образом, в южных районах, которые в настоящее время периодически подвержены влиянию засух, дальнейшее уменьшение влагосодержания почвы весной и летом будет усугублять засушливость.

Снежный покров суши

Расчеты будущих изменений толщины и площади распространения снежного покрова на территории России говорят об ускоряющемся сокращении площади его распространения и уменьшении массы на протяжении XXI в. Согласно расчетам по ансамблю моделей, 41% от общего количества осадков выпадает в твердый фазе (снег) в холодное время года.

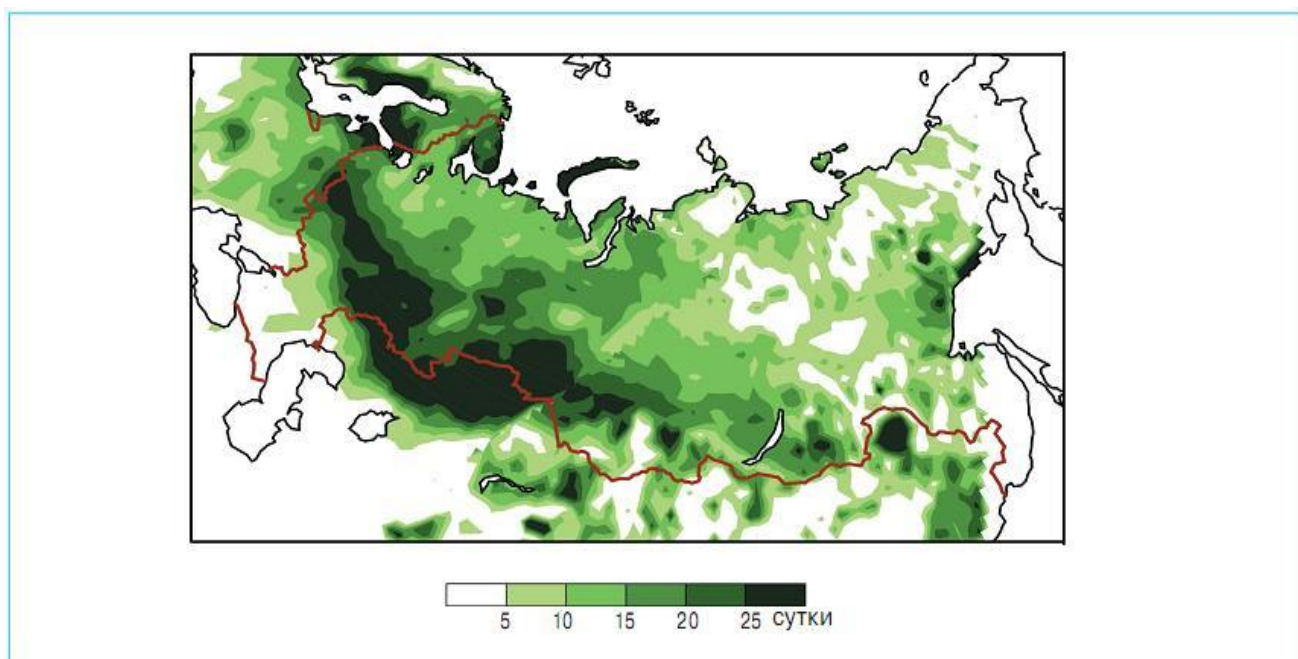


Рис. 7.14. Уменьшение числа суток в году с устойчивым снежным покровом к середине XXI в., полученное с помощью РКМ ГГО (Школьник и др., 2007)

На Европейской территории доля снега в суммарных осадках примерно на 20% меньше, чем в Сибири. Увеличение суммарных осад-

ков на ЕТР происходит преимущественно вследствие увеличения жидких осадков в зимний период, в то время как в Западной и Восточной Сибири основную их долю составляет снег. Ожидается к середине века незначительное накопление массы снега в ЕТР и увеличение зимнего стока рек. В Сибири, наоборот, будет происходить увеличение накапливаемой массы снега зимой и затем его интенсивное таяние весной.

При потеплении климата в течение всей зимы и особенно весной существенно увеличивается таяние снега на водосборах Балтийского моря и южных рек. При этом весеннее снеготаяние будет более интенсивным в начале века по сравнению с его серединой, поскольку масса накопленного за холодное время года будет меньшей, и, следовательно, повторяемость и интенсивность весенних типов снеготаяния, с которыми связаны крупные половодья, будут также уменьшаться. На водосборах Лены и в бассейнах рек Чукотки снеготаяние не будет увеличиваться зимой, но будет наступать раньше и увеличиваться в течение всего XXI в. весной вследствие большего накопления снега зимой при потеплении климата.

Уровень Каспийского моря при глобальном потеплении климата

Как известно, уровень Каспийского моря всегда изменялся в силу естественных причин, к которым в XX столетии добавился и антропогенный фактор, обусловленный ростом водопотребления в результате хозяйственной деятельности и глобальным потеплением климата в результате увеличения ПГ в атмосфере. В результате существенного изменения водяного режима рек южного склона России сток таких рек, как Дон, Днепр, Урал уменьшился на 30%, а Волги – на 10% по отношению к естественной норме во второй половине XX в.

Результаты моделирования изменения уровня Каспийского моря в XXI в. с учетом двух основных факторов, влияющих на водяной баланс Каспия – стока Волги и видимого испарения с поверхности моря, привели к следующему заключению. Среднее за год увеличение количества осадков на водосборе Волги может быть значимо в первой половине XXI в. и к середине века составит $6\pm 4\%$ по отношению к базовому периоду. Одновременно с увеличением осадков будет увеличиваться и испарение. В результате сток Волги постепенно увеличивается, но изменения становятся статистически значимыми только к концу столетия. В то же время ожидается значительное увеличение испарения с поверхности моря, которое к середине XXI в. соста-

вит $12 \pm 4\%$ по отношению к базовому периоду. В результате водный баланс и соответственно уровень Каспийского моря в XXI в. будут подвержены многолетним колебаниям естественного происхождения, а статистически значимых изменений уровня моря, обусловленных потеплением климата, не ожидается.

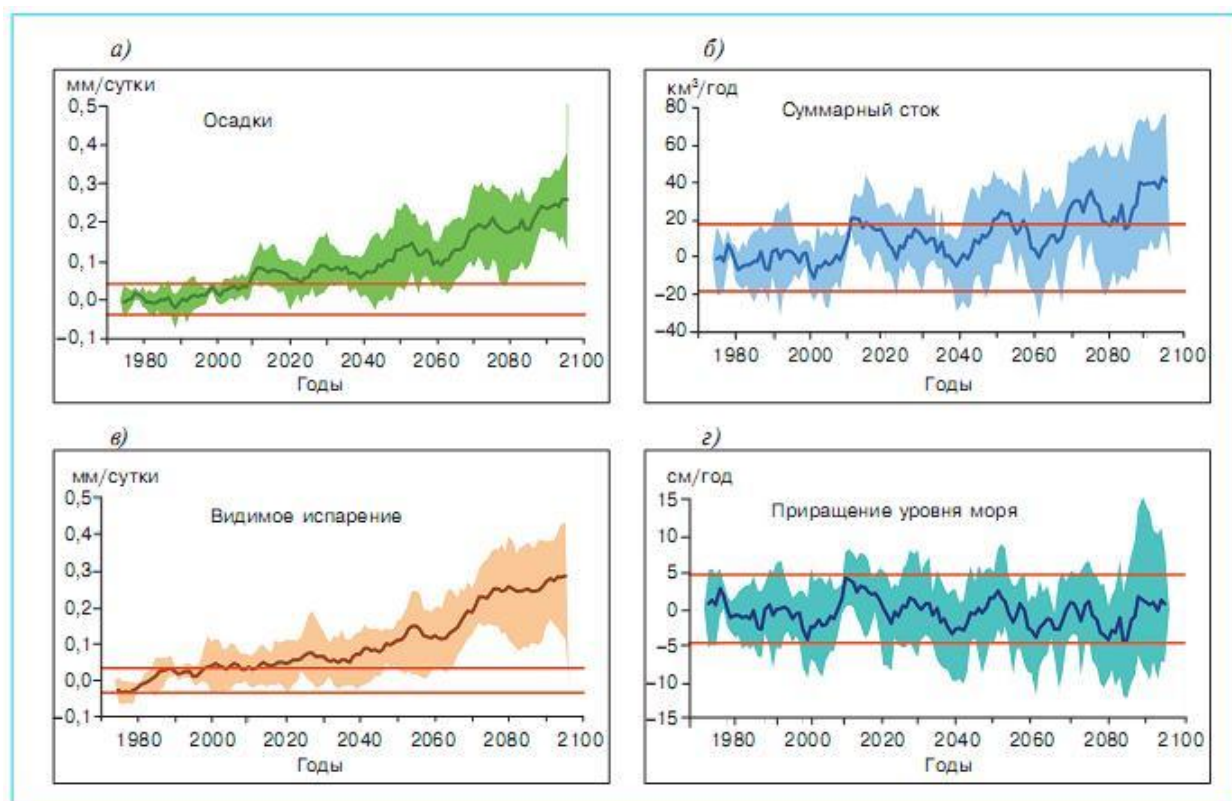


Рис. 7.15 Изменения во времени средних за год аномалий, составляющих водного баланса на водосборе Волги (а, б) и акватории Каспийского моря (в, г) в XXI в., рассчитанные по ансамблю из 7 МОЦАО с 10-летним скользящим осреднением для сценария А2. Аномалии рассчитывались по отношению к периоду 1980–1999 гг.: а) осадки, б) суммарный сток; в) видимое испарение; г) приращение уровня моря. Разброс модельных оценок характеризуют выделенные соответствующим цветом области, в которые попадают средние модельные значения. Две горизонтальные прямые обозначают границы интервала естественной изменчивости, в который должны попадать 95% десятилетних модельных средних при сохранении статистической структуры изменчивости базового климата. Если кривая выходит за границы этого интервала, то рассматриваемые изменения статистически значимы на уровне 5%.

Однако есть и другие точки зрения, согласно которым к концу XXI в. среднее по ансамблю МОЦАО понижение уровня моря составит 9 м (Elguindi and Giorgi, 2007).

Таким образом, заключают авторы рассмотренной работы, расчеты с помощью ансамбля МОЦАО позволили получить физически обоснованную и количественную согласованную картину изменений климата России в XXI в. Эти изменения зачастую продолжают тенденции, наблюдавшиеся в последнюю четверть века, а по своим масштабам и интенсивности превосходят их. Оценки будущих изменений климата будут уточняться по мере развития МОЦАО, особое внимание при этом будет уделено воспроизведению экстремальных характеристик климата. Это позволит более достоверно оценивать изменения вероятностных функций распределения климатических характеристик и, в частности, повторяемости и интенсивности опасных явлений.

В 2008 г. была опубликована монография А.В. Кислова и др. с результатами прогноза климатической ресурсообеспеченности Восточно-европейской равнины в условиях потепления XXI в. В ней представлены прогнозируемые изменения термических ресурсов, режима осадков, водных ресурсов, гидротермических и ветроэнергетических ресурсов. Дана оценка влияния глобального потепления на климатически обусловленные болезни (малярия). При этом авторы использовали результаты климатического моделирования, проведенного по протоколу СМIP3, охватывающего современный период и ближайшие 100 лет.

Контрольные вопросы к главе 7

1. Методы изучения изменений климата прошлых эпох.
2. Особенности оранжерейного климата в период среднеэоценового потепления.
3. Климатообразующие факторы последних 100 млн. лет и их роль в изменениях средней глобальной температуры.
4. Изменения климата и растительности в голоцене.
5. Изменения климата в историческое время.
6. Климат Восточной Европы в последние 1000 лет.
7. Эмпирический метод прогноза климата будущего.
8. Статистические методы прогноза климата будущего.
9. Использование марковской модели для прогноза средней годовой температуры воздуха.
10. Сценарии изменения климата в XXI веке.
11. Предполагаемые изменения климата в XXI веке на территории России.

Глава VIII. КЛИМАТ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Предисловие

В ноябре 1957 г. в СССР был запущен первый искусственный спутник Земли, что положило начало интенсивным космическим исследованиям, к числу которых относится физика атмосферных планет. В только что опубликованном обзоре результатов российских исследований планетных атмосфер в 2003–2006 гг. (Кораблев, Засова, Федорова и др.) отмечается, что исследования планет земной группы представляют интерес не только для углубления наших знаний о Солнечной системе в целом, но и для понимания глобальных процессов, протекающих на Земле. С одной стороны, климатические системы планет земной группы, Марса и Венеры, проще, так как у них нет биосферы и океана, а с другой, они дают пример экстремальных состояний, в которых процессы, протекающие на Земле, проявляются наиболее ярко. Как отмечают авторы обзора, сам термин «парниковый эффект» впервые вошел в употребление в середине 1960 годов в связи с необходимостью объяснить высокую яркостную температуру поверхности Венеры, измеренную в радиодиапазоне.

При исследовании сложных динамических и фотохимических процессов, происходящих в атмосфере планет, широко используются космические аппараты различного назначения. С их помощью удается измерять плотность и температуру атмосферы с достаточно высокой точностью. Поступают все новые сведения о химическом составе атмосферы планет, уникальных физических явлениях, происходящих на различных высотах. Так, зимой в полярных областях Марса наблюдаются инверсии температуры, сопровождаемые конденсационными облаками; обнаружены внутренние гравитационные волны в атмосфере Марса, связанные с областями, где образуются CO_2 облака. Эти волны обнаружены на высотах 50–80 км по распределению интенсивности эмиссии O_2 (1,27 мкм), облаков из водяного льда и льда CO_2 . Получены новые экстремальные сведения о структуре атмосферы Венеры. С помощью методов численного моделирования изучается циркуляция атмосферы и климат планет. Интересно отметить, что и на других планетах отмечаются колебания климата. Так, в работе (Абдусаматов, 2009) приводятся сведения, согласно которым с 1999 по 2005 год на Марсе происходило глобальное повышение температуры в связи с высоким уровнем солнечной энергии.

Безусловно, космическое направление планетных исследований динамично развивается особенно за рубежом, появляются все новые факты и теории. Тем не менее, на наш взгляд, для учебных целей целесообразно в заключительном разделе книги привести основные сведения по этой теме, полученные исследователями в XX столетии.

8.1. Основные сведения о динамике планет Солнечной системы

В последние десятилетия благодаря интенсивным космическим исследованиям значительно обогатились наши представления о физическом состоянии и динамике планет Солнечной системы. Для метеорологов особый интерес представляют атмосферы планет, их погода и климат. Так, К.Я. Кондратьев (1990) отмечает, что предметом метеорологии планет является изучение закономерностей состава атмосфер (особенно свойств облаков), их теплового режима и динамики, свойств поверхностей планет и специфики взаимодействия атмосфер с подстилающей поверхностью. Изучение других планет открывает возможности натурального моделирования атмосферных процессов в условиях, которые являются экстремальными по отношению к земным (мощные атмосферы медленно вращающейся Венеры и быстро вращающихся планет-гигантов, тонкая атмосфера Марса, различия химического состава атмосфер и условий образования облачности). Все это способствует лучшему пониманию закономерностей процессов в земной атмосфере.

Много полезных сведений о состоянии планет получено с помощью автоматических межпланетных станций (АМС), радиофизическими и радиоастрономическими методами и т.д., т.е. сформировалось экспериментальное космическое направление. Однако общие закономерности по физике и динамике атмосфер планет получены с помощью методов теории размерности и подобия (Голицын, 1973), методов математического моделирования.

Субъекты Солнечной системы оказывают воздействие на Землю, в частности, они обуславливают изменения климата Земли. Так, согласно (Монин, Сонечкин, 2004), лунно-солнечные приливы и циклы солнечной активности (а также юпитерианский цикл в 11,8 лет) являются важными источниками квазипериодического воздействия на реальную климатическую систему. Это взаимодействие имеет нелинейный характер, и климатические отклики на слабые внешние воздействия могут быть очень длительными, в десятки, сотни и даже тысячи лет.

Солнечная система включает 9 крупных планет, которые со своими 57 спутниками обращаются вокруг массивной звезды по эллиптическим орбитам. Планеты делятся на две группы: 1) планеты типа Земли (Меркурий, Венера, Земля и Марс), 2) планеты – гиганты (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун). Планеты земного типа расположены ближе к Солнцу, они меньше по размерам и по массе, более плотные, медленнее вращаются вокруг оси, почти все их вещество сосредоточено в литосфере, атмосфера составляет ничтожную долю общей массы. Внутренние источники очень слабы и не играют роли в тепловом балансе поверхности и атмосферы. Эти планеты близки друг к другу в отношении химического состава, внутреннего строения, количества тепла, получаемого от Солнца. Сходны и процессы, протекающие в их атмосферах. Сравнительное изучение этих планет представляет особый интерес, так как помогает лучше понять многое из того, что происходит на нашей Земле (Мороз, 1978).

В таблице 8.1 представлены сведения об орбитальных характеристиках планет Солнечной системы (Дмитриев, Белязо, 2006).

Согласно (Сорохтин, 2007) плотные газовые и жидководяные внешние оболочки могут существовать только у сравнительно массивных планет, гравитационные поля которых способны удерживать газовые молекулы, а поверхностная температура превышает температуру плавления льда, но ниже температуры кипения воды. Из всех планет Солнечной системы таковыми условиями обладает только Земля. Так, Меркурий из-за своей малой массы (0,06 массы Земли) и близости к Солнцу потерял всю свою атмосферу (давление атмосферы на Меркурии $< 2 \cdot 10^{-14}$ атм). Венера имеет плотную атмосферу (~ 90 атм), но из-за большого парникового эффекта ее поверхностная температура ($\sim 470^\circ\text{C}$) значительно выше критической температуры перехода воды в газовое (флюидное) состояние (374°C). Марс, масса которого составляет 0,11 массы Земли, сохранил лишь весьма разреженную атмосферу ($\sim 6 \cdot 10^{-3}$ атм), гидросфера этой холодной планеты находится в замерзшем состоянии. Внешние планеты Солнечной системы (Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун) обладают исключительно плотными атмосферами, но лишены гидросфер.

Планеты-гиганты значительно удалены от Солнца, имеют гигантские массы и плотную мощную атмосферу. Все они отличаются высокой осевой скоростью вращения. Солнечное тепло почти не достигает этих планет. На Юпитере оно составляет $0,018 \cdot 10^3 \text{ Вт/м}^2$, на Нептуне – $0,008 \cdot 10^3 \text{ Вт/м}^2$.

Большая часть массы вещества Солнечной системы сосредоточена в самом Солнце – более 99%. На долю планет приходится менее 1% общей массы (Орленок, 1991), а на долю планет-гигантов – 99% массы всех планет Солнечной системы.

Наиболее изучены из планет земной группы ввиду их близости к Земле планеты Венера и Марс. Приведем некоторые общие сведения об этих планетах, следуя работам (Орленок, 1991; Мороз, 1978; Кондратьев, 1990).

Венера очень медленно вращается вокруг своей оси: делает один оборот за 243,16 суток. Ее вращение обратное (навстречу Земле), т.е. Солнце восходит на западе, а заходит на востоке. Продолжительность солнечных суток на Венере равна 117 земным суткам.

Венера имеет мощную атмосферу гигантской плотности. На поверхности планеты давление составляет 100 атм, что соответствует давлению на глубине моря 1000 м.

Венера получает в 2 раза больше тепла, чем Земля. Углекислый газ составляет 97% массы венерианской атмосферы, кислород – 0,01%, азот – 2%, водяной пар – 0,05%.

У поверхности Венеры низкая скорость ветра – 3 м/с, в атмосфере скорость ветра ~ 100 м/с, полный оборот атмосфера совершает за 4 дня. Облачный покров в слое 35–70 км, нижний ярус на 80% состоит из серной кислоты (H_2SO_4).

Средняя водность облаков составляет $0,5 \text{ г/м}^3$, а максимальная достигает 1 г/м^3 . Температура в слое облаков равна 365 К, атмосферное давление $1,2 \cdot 10^5 \text{ Па}$. Делаем вывод о том, что характеристики и условия существования венерианских и земных облаков сходны (водность земных облаков варьирует в пределах $0,3 - 2,0 \text{ г/м}^3$).

Как отметили Шуберт и др. (1977), теоретические оценки привели к выводу, что следующие особенности Венеры являются наиболее существенными: 1) различие циркуляции в верхних и нижних слоях атмосферы (переходный слой 40–60 км, на границах которого наблюдается сильная турбулентность); 2) важная роль адвекции тепла на всех высотах; 3) значительный суточный и широтный ход в верхней атмосфере, приводящей к сравнимым по значению контрастам температуры день – ночь и экватор – полюс, а также к сравнимым меридиональным и зональным ветрам; 4) пренебрежимо малый суточный ход в нижних слоях атмосферы и медленная меридиональная циркуляция Гадлея, обусловленная меридиональной изменчивостью нагревания; 5) адиабатическая, нетурбулентная структура глубинных

слоев атмосферы; 6) циркуляция в термосфере от дневной к ночной стороне планеты; 7) отсутствие годового хода; 8) относительно слабое влияние силы Кориолиса.

Численное моделирование ОЦА на Земле, осуществленное при задании разной скоростей вращения планеты, позволило сделать вывод, что основные особенности ОЦА различных планет могут быть объяснены различием их скорости вращения. Так, увеличение периода вращения до 117 сут., соответствующего условиям Венеры, приводит к двум последствиям: 1) сильному уменьшению силы Кориолиса; 2) значительному усилению влияния суточного хода инсоляции на формирование локальных очагов нагревания и выхолаживания. Все это обуславливает размывание характерных для атмосферы Земли циклонов и антициклонов, сужение струйного течения умеренных широт, его сдвиг к полюсам и диссипацию, распространение ячейки Гадлея на всю планету и формирование типичной для Венеры интенсивной зональной (четырёхсуточной) циркуляции в верхней атмосфере. Сокращение периода вращения до 10 час. (аналогия с Юпитером) увеличивает силу Кориолиса, вызывает образование характерной для Юпитера системы перемежающихся полос сильного зонального ветра (Кондратьев, Крупенио, Селиванов, 1987).

Одно из наиболее характерных явлений на Марсе – пылевые бури. Лабораторные исследования показали, что подъем частиц марсианского грунта возможен при скорости ветра более 30–60 м/сек. Важным фактором, способствующим возникновению глобальных пылевых бурь, является значительная вытянутость орбиты Марса: при кратчайшем расстоянии планеты от Солнца инсоляция возрастает на 40%. Пыль заполняет атмосферу и значительно изменяет ее оптические характеристики.

Взаимодействие запыленности атмосферы, нагревания за счет поглощения солнечной радиации пылью и ветров представляют собой важнейшую положительную обратную связь, функционирующую в условиях марсианской атмосферы.

В.И. Мороз (1967) выполнил ряд расчетов, характеризующих тепловое состояние планеты Марс. По его мнению, предметом физики планет является исследование физических характеристик планет: температуры поверхности и атмосферы, состава атмосферы, ее плотности, вертикального строения, природы облачного слоя, циркуляции атмосферы.

Т а б л и ц а 8.1

Современные орбитальные характеристики планет Солнечной системы

Характеристика	Меркурий	Венера	Земля	Луна	Марс
1	2	3	4	5	6
Расстояние от Солнца, а.е.	0,39	0,72	1	384401 км от Земли	1,52
Перигелий, млн.км	46	107,4	147 117	Перигей 0,365410	206,6
Афелий, млн.км	70	109,9	152 083	Апогей 0,406697	249,2
Разница между перигелием и афелием, млн.км	24	1500	4966	0,041287	42,6
Эксцентриситет	0,2056	0,0067	0,0167	0,0549	0,0934
Период обращения	88 сут	225 сут	365 сут	27,3 сут	1,9 лет
Период вращения	58,6 сут	243 сут, обратное	23 ч 56 мин	27,3 сут	24 ч 37 мин
Экваториальный диаметр, км	4878	12104	12756	3476	6792
Плотность, г/см ³	5,43	5,24	5,51	3,34	3,94
Масса (относительно Земли)	0,055	0,815	1	0,01	0,11
Орбитальная скорость, км/с	47,9	35,0	29,8	1,02	24,1
Наклон экватора к плоскости орбиты, град.	0,1	177,4	23,2	6,41	25,2
Температура, °С	467 (Д) – 183 (Н)	500	15	134 (Д) – 170 (Н)	20 (Л) – 125 (З)
Число спутников	–	–	1	–	2
Характеристика	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон
Расстояние от Солнца, а.е.	5,20	9,54	19,18	30,06	39,53
Перигелий, млн.км	740,6	1347	2733	4458	4443
Афелий, млн.км	816,0	1506	3005	4535	7389
Разница между перигелием и афелием, млн.км	75,4	159	272	77	2946

Окончание т а б л и ц ы 8.1

1	2	3	4	5	6
Эксцентриситет	0,0484	0,0555	0,0463	0,0094	0,249
Период обращения	11,9 лет	29,5 лет	84 лет	165 лет	247 лет
Период вращения	9 ч	10 ч	17 ч	16 ч	6 сут 9 ч
Экваториальный диаметр, км	142 984	120 536	51 118	49 528	2244
Плотность, г/см ³	1,33	0,69	1,27	1,64	2
Масса (относительно Земли)	317,9	95,2	14,5	17,1	0,002
Орбитальная скорость, км/с	13,1	9,6	6,8	5,4	4,7
Наклон экватора к плоскости орбиты, град.	3,1	26,7	97,8	29,5	119,6
Температура, °С	-143	-179	-215	-217	-250
Число спутников	60	31	24	13	1

В частности, В.И. Мороз оценил температуру поверхности Марса, пренебрегая теплопроводностью грунта и влиянием атмосферы, с помощью уравнения мгновенного баланса между поглощением и излучением. Для точки, над которой Солнце находится в зените (подсолнечная точка),

$$\sigma T_n^4 = \sigma T_e^4 = \frac{E_o}{R^2} (1 - A_u), \quad (8.1)$$

где E_o – солнечная постоянная, R – расстояние до Солнца в астрономических единицах, A_u – интегрально осредненное по всему спектру сферическое альбедо. Сферическое альбедо планеты – это отношение отраженного по всем направлениям потока солнечного излучения к падающему. Если T_e во всех точках планеты одинакова, то

$$\sigma T_e^4 = \frac{E_o}{4R^2} (1 - A_u), \quad T_e = \frac{280 \cdot \sqrt{1 - A_u}}{\sqrt{R}}, \quad (8.2)$$

то есть температура обратно пропорциональна корню квадратному из расстояния.

В табл. 8.2 даны теоретические эффективные температуры, вычисленные по формуле (8.2) для подсолнечной точки, а также средние

температуры для дневной полусферы и средние по всей поверхности планеты.

Т а б л и ц а 8.2

Теоретические температуры Марса T_e , °K

Местонахождение	Подсолнечная точка	Дневная полусфера	Планета в среднем
Перигелий	311	262	220
Афелий	283	239	194
Среднее расстояние	298	252	213

Атмосферная циркуляция и теплопроводность почвы должны приводить к уменьшению реальной температуры по сравнению с теоретической, а парниковый эффект в полосах CO₂ будет ее увеличивать.

В течение дня изменения температуры превышают 50°C, поверхность Марса ночью примерно на 100° холоднее, чем днем.

В табл. 8.3 приводятся некоторые сведения о планетах земной группы.

Т а б л и ц а 8.3

Факторы климата планет земной группы¹

Характеристика	Венера	Земля	Марс
Солнечная постоянная, 10 ⁶ эрг/(с·см ²)	5,17	2,70	1,16
Глобальное альбедо	0,77	0,28	0,24
ИК излучательная способность ε'	0,008	0,6	0,9
Температура поверхности, К	750	290	218
Атмосферное давление 10 ⁵ Па	90	1	0,006
Ускорение свободного падения, см/с ²	872	980	372
Расстояние от Солнца, а.е.	0,72	1	1,52
Газовый состав	0,95 CO ₂ 10 ⁻³ H ₂ O 10 ⁻⁴ CO	0,77 N ₂ 0,21 O ₂ 0,009 Ar	0,96 CO ₂ 0,025 N ₂ 0,015 Ar 10 ⁻⁴ H ₂ O
Атмосферный аэрозоль	Серно-кислотные облака	Водные облака, различные	Пыль и лед (H ₂ O и

¹ Определена из формулы $(1-A) \cdot S \pi R^2 = \varepsilon T_s^4 4 \pi R^2$, где A – альбедо, S – солнечная постоянная, R – радиус планеты, σ – постоянная Стефана-Больцмана, ε – излучательная способность, T_s – температура поверхности.

		аэрозоли	CO ₂)
--	--	----------	-------------------

Планеты земной группы Венера, Земля, Марс во многих отношениях сходны, но есть и различия. Путем прямых измерений с помощью АМС «Венера» и «Маринер» обнаружен преимущественно углекислотный состав атмосферы и высокая (около 740 К) температура поверхности планеты. Спектроскопические данные свидетельствуют об очень малом содержании водяного пара выше облачного покрова, а радиоастрономические измерения указывают на низкое содержание водяного пара в нижних слоях венерианской атмосферы (предполагается, что его общее содержание в атмосфере Венеры в 10^3 – 10^4 раз меньше, чем на Земле).

Другим отличительным свойством планеты Венеры является очень медленное (и противоположное по направлению) вращение вокруг своей оси. Из-за малости отклоняющей силы вращения планеты (силы Кориолиса) на Венере замкнутая циркуляция в форме ячейки Гадлея охватывает почти всю планетарную атмосферу (а на Земле лишь тропический пояс). Данные АМС выявили богатую систему крупномасштабных воздушных течений в надоблачной атмосфере Венеры. На Венере нет смены времен года, благодаря интенсивной атмосферной циркуляции отмечаются малые горизонтальные градиенты температуры.

По данным орбитального аппарата «Пионер-Венера», в атмосферной циркуляции на Венере выявлено наличие в каждом из полушарий крупномасштабной вихреобразной циркуляции в надоблачной атмосфере с центром вихря над полюсом. Были обнаружены: 1) значительные межгодовые изменения скорости зонального переноса на уровне верхней границы облачного покрова; 2) проявления солнечно-обусловленных приливов, которым соответствуют минимальные скорости ветра в низких широтах (до 20°) по направлению подсолнечной точки; 3) результаты наблюдений дрейфа двух аэростатов «Вега» (на высоте около 53 км вблизи 7° с.ш. и 7° ю.ш.) привели к выводу о наличии интенсивных вертикальных движений, скорость которых достигала 3 м/с.

Главной особенностью венерианской циркуляции является сверхвращение. На Марсе особый интерес представляет изучение воздействия глобальных пылевых бурь на формирование климата. Особенностью Марса являются отсутствие океанов и весьма разреженная атмосфера.

Общие черты земной и марсианской атмосфер – существенное влияние силы Кориолиса, наличие суточного и годового хода метео-элементов. Важные различия состоят в отсутствии на Марсе океанов, устойчивого облачного покрова и малом содержании водяного пара. Низкая плотность атмосферы Марса вблизи поверхности и преобладание углекислого газа, для которого характерна высокая оптическая активность, определяют в условиях Марса гораздо большее значение радиационных процессов (по сравнению с динамическими) как факторов, влияющих на ОЦА (противоположная ситуация существует на Венере и Юпитере).

Основной чертой ОЦА Венеры на высотах более 50 км является свёрхвращение атмосферы – зональная циркуляция со скоростью до 100 м/с, причем значительные зональные ветры наблюдаются и на меньших высотах. Меридиональный компонент ветра существенно меньше; он составляет не более 10 м/с на уровне верхней границы облачного покрова. Горизонтальные контрасты температуры, по-видимому, относительно малы. Разность между температурами дневной и ночной сторон планеты составляет 10 К или меньше, но разность между температурами экватора и полюса гораздо бóльшая. Обнаруживаются признаки существования планетарных волн.

Янг и Поллак разработали трехмерную 16-уровневую модель ОЦА Венеры (Pollack J.V. and Yung V.L., 1980).

Большой интерес вызывает планета-гигант Юпитер, которая примерно в 10 раз больше Земли, но вращается вокруг оси в 2,5 раза быстрее, обладает мощной атмосферой и внутренним источником тепла. Результаты наблюдений с автоматических межпланетных станций (АМС) «Пионер-10» и «Пионер-11» показали, что структура облачного покрова Юпитера осесимметрична, а отдельные элементы этой структуры устойчивы. Так, Большое красное пятно существует в течение нескольких столетий. Юпитерианская атмосфера простирается по вертикали примерно на 100 км, постепенно сливаясь с океаном жидкого водорода, глубина которого составляет почти 70 тыс. км.

Четко выраженная зональность ОЦА Юпитера, проявляющаяся в существовании поясов и зон, обусловлена, прежде всего, большим значением силы Кориолиса на быстро вращающейся планете. При этом внутренний источник тепла может оказывать еще более существенное влияние на крупномасштабные атмосферные движения, отображаемые динамикой наблюдаемого облачного покрова.

Численное моделирование юпитерианской ОЦА, осуществленное Ф. Буссе (1984), привело к выводу, что на Юпитере доминирует перенос тепла конвекцией от горячей внутренней части планеты к внешней части атмосферы, типичной для звездных атмосфер. При этом сила Кориолиса «скручивает» конвекцию, вызывая формирование концентрических цилиндров, центрированных относительно оси вращения планеты. Там, где цилиндры пересекают поверхность, образуются полосчатые струйные течения, объясняющие существование зон и полос. Земная модель ОЦА не может осуществляться на Юпитере, так как она предполагает переход энергии от вихрей к струйным течениям, который возможен лишь в том случае, если атмосферные движения ограничены тонким слоем атмосферы. Кроме того, на Земле существует твердая нижняя стенка, которой на Юпитере нет вообще.

Наблюдения пятен и овалов на этой планете показали, что эти явления не похожи на одиночные волны (солитоны), какими они должны быть по аналогии с Землей. В частности, имеет место взаимодействие овалов между собой и окружающей средой, чего не происходит с солитонами.

Одной из важнейших характеристик атмосферы планет является общая циркуляция воздушных масс. Рассмотрим ее, следуя А.С. Монину (1988).

Атмосферная циркуляция на Земле, Марсе, Венере создается благодаря бароклинности атмосферных газов пространственными неоднородностями их нагрева длинноволновым излучением подстилающей поверхности и непосредственно коротковолновой солнечной радиацией. При нагреве воздух расширяется, и его массы приподнимаются, что приводит к увеличению давления на фиксированной высоте. Повышенное давление на высотах в теплых районах заставляет воздух на верхних уровнях оттекать в холодные районы. На нижних уровнях при этом образуется компенсирующее подтекание воздуха в теплые районы. Такая циркуляция между экваториальной зоной и умеренными широтами на Земле называется пассатной.

На Земле и Марсе сила Кориолиса поворачивает поток воздуха от экватора к полюсам на верхних уровнях на восток, формирует западный перенос в верхней атмосфере умеренных широт (и направленную на запад составляющую приземных пассатных ветров в тропиках). Накопленные многочисленные данные метеорологических измерений показали, что «колеса» меридиональной циркуляции слишком слабы и

не могут количественно объяснить наблюдаемый на Земле очень сильной зональной циркуляции (в том числе субтропических струйных течений на широтах в среднем около $\pm 35^\circ$ и высотах около 12 км, имеющих эффективную ширину 300–400 км, толщину 1–2 км, скорости 60–80 м/с и более – зарегистрированный рекорд 190 м/с).

Количественное объяснение удалось получить, лишь учитывая роль синоптических процессов. Впервые это сделал Дефант (1921), трактовавший синоптические вихри как макротурбулентность, осуществляющую меридиональный перенос тепла и меридиональные потоки импульса.

Роль зонального течения в ОЦА существенно зависит от угловой скорости вращения планеты ω , значение которой удобно охарактеризовать вращательным числом Маха $\Pi_\omega = \omega r_o / C_r$, где r_o – радиус планеты, C_r – типичная скорость звука в ее атмосфере. При медленном вращении планеты (например, на Венере $\Pi_\omega = 6 \cdot 10^{-3}$) его непосредственное влияние на атмосферную циркуляцию мало, и она в большей мере определяется различием нагрева в подсолнечной и анτισолнечной точках. При быстром вращении (например, на Юпитере $\Pi_\omega = 17$) оно определяет решающую роль зонального течения в циркуляции атмосферы.

На Земле $\Pi_\omega = 1,4$, и это определяет специфику общей циркуляции атмосферы – сравнимость ролей зональной и муссонной циркуляций. Последние создаются различиями в нагреве атмосферы над континентами и океанами, испытывающими сезонные колебания – континенты летом теплее, а зимой холоднее, чем океаны (сезонность проявляется и в меридиональной циркуляции: в каждый сезон в ней имеется лишь одна пассатная ячейка – с восходящими движениями на летней стороне от экватора и нисходящими в субтропиках зимнего полушария, что обеспечивает перенос тепла в зимнюю сторону).

Специфика зимней циркуляции на Марсе заключается в том, что основная доля массы M его тонкой атмосферы (при среднем атмосферном давлении на поверхности $P_s \sim 6 \text{ гПа}$ и ускорении свободного падения $g = 370 \text{ см/с}^2$ получается $M = P_s / g \approx 16 \text{ г/см}^2$) сосредоточена в низких местах (преимущественно в Северном полушарии, которое в среднем на 2 км ниже Южного), что усиливает роль топографии. Кроме того, для Марса специфичны глобальные пыльные бури, зарождающиеся на высоких плато в южных тропиках преимущественно в периоды солнцестояний в Южном полушарии и распространяющиеся вследствие создаваемого ими выхолаживания в нижней атмосфере («антипарникового

эффекта»), порождающего термический ветер (завихренный у поверхности циклонически, а в верхней атмосфере антициклонически), который поднимает в атмосферу новые количества пыли.

На Венере очень мощная атмосфера (при $P_s \sim 90 \text{ кг/см}^2$ и $g = 980 \text{ см/с}^2$ получается $M \approx 100 \text{ кг/см}^2$), состоящая преимущественно из углекислого газа, которая создает очень сильный парниковый эффект (температура у поверхности около 470°C , толщина тропосферы 58 км, облачный слой на высотах 35–65 км). Собственное вращение Венеры очень медленное – с периодом 243 сут. обратно обращению вокруг Солнца; при этом солнечные сутки на планете равны 117 сут. Атмосферная циркуляция в таких условиях должна развиваться преимущественно между подсолнечной и анτισолнечной точками. Это подтверждается расчетами по численной модели С.С. Зилитинкевича, А.С. Мониной, В.Г. Турикова, Д.В. Чаликова, выполненными в 1971 г., по которым из-за большой тепловой инерции атмосферы область восходящих движений отстает от подсолнечной точки и сдвинута на 45° к вечернему терминатору, а область нисходящих движений находится на ночной стороне около утреннего терминатора; средняя разность температур поверхности на дневной и ночной стороне получалась равной 1°C . Согласно фотографиям аппарата «Маринер-10» (1974) в окрестности подсолнечной точки имеется постоянное возмущение с ячеистой структурой облаков, занимающее $\pm 20^\circ$ по широте и не менее 80° по долготе.

Специфической особенностью циркуляции венерианской атмосферы является быстрая (с периодом 4 сут. и в ту же сторону, что и собственное вращение планеты) зональная циркуляция ее верхних слоев, обнаруженная по наблюдениям облаков в ультрафиолетовом излучении, выходящем в космос лишь из слоев выше примерно 60 км с атмосферным давлением меньше 400 гПа. Ее объяснением может быть глубокий прогрев атмосферы при медленном вращении планеты, создающий наклонные конвективные ячейки, которые передают импульс зональной циркуляции.

К Юпитеру плохо применим даже сам термин «атмосфера». Эта планета состоит, как и Солнце, в основном из водорода и гелия (с отношением их удельных концентраций приблизительно 4 : 1). Ее внутренняя структура в первом приближении описывается адиабатической моделью с линейным распределением плотности по радиусу $\rho = 4\rho_o(1 - r/r_o)$ при $0,2 < r/r_o < 0,98$, где $\rho_o = 1,332 \text{ г/см}^3$ – средняя плотность, а $r_o \approx 70\,000 \text{ км}$ – средний радиус. Вещество всюду нахо-

дится в одной и той же газожидкой фазе (предполагается, что при $r/r_o < 0,02$ формируется твердое силикатное ядро).

На некоторой глубине (около $r/r_o \sim 0,8$) вещество ионизируется, а затем непрерывно, без скачка плотности, металлизирован. Течения в этом глубинном электропроводном газожидком веществе обеспечивают генерацию наблюдаемого сильного магнитного поля Юпитера.

«Горячая» модель Юпитера подтверждается измерениями его поверхностной температуры, которая оказывается заметно выше, чем равновесная температура T_r , определяемая из уравнения

$$f\sigma T_r^4 = q \left[\frac{1}{4} I_o (1 - A) \right], \quad (8.3)$$

где f – излучательная способность, близкая к 1, $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$ Вт/(м² К⁴) – постоянная Стефана-Больцмана, левая часть – поток уходящего излучения; I_o – солнечная постоянная, на Юпитере в 27 раз меньше, чем на Земле; A – альбедо (в видимом свете равно 0,45); q – поток усваиваемого солнечного излучения. $T_r \approx 109$ К. Измерения поверхностной температуры в инфракрасном излучении дали в среднем $T \approx 129$ К, а в отдельных местах темных полос (в которых недра не перекрыты облаками) – даже 200–310 К.

Это означает, по А.С. Монину, что Юпитер имеет внутренние источники тепла (возможно, теплоту продолжающегося сжатия). Создаваемый ими поток уходящего излучения оценивается в $(1,8 \dots 2,0) I_o$. Естественно предположить, что он осуществляется конвекцией. Фотографии обнаруживают ячеистую конвективную структуру полярных областей Юпитера. Конвекция и формирует адиабатическую структуру недр планеты.

Для Юпитера (и других больших планет) специфично очень быстрое и широтно-дифференциальное собственное вращение (экватор наклонен к плоскости орбиты всего на $3^\circ 05'$). Наблюдаемая на его видимой поверхности циркуляция оказывается зональной и состоящей из параллельных экватору светлых зон (облака из аммиачного льда) и темных красноватых полос, испытывающих некоторую изменчивость во времени (как правило, междугодовичную, но иногда детали с размером до 10^4 км изменяются всего за 10^3 с). Квазиперманентным нарушением зональности является Большое красное пятно в Южной тропической зоне, имеющее размеры 40 x 13 тыс. км и антициклоническую завихренность и представляющее собою, по видимому, долгоживущий синоптический вихрь. Полосчатая струк-

тура объясняется, возможно, конвективными рамками с восходящими движениями в зонах и нисходящими в полосах.

Циркуляция распадается на отдельные зональные течения, на границах которых имеются скачки скорости (иногда огромные, больше скорости звука). Их предположительным объяснением может быть предел анизотропизации крупных синоптических вихрей. Экваториальное ускорение может быть глобальным эффектом отрицательной вязкости, создаваемой более мелкими синоптическими вихрями, скачки скорости – эффектом чередования зон положительной и отрицательной вязкости.

В работе (Кондратьев, 1990) также отмечается, что атмосферная циркуляция на Земле, Марсе и Венере принадлежит к числу бароклинических, лишь тропическая атмосфера Земли может служить примером конвективной циркуляции. Простая система конвективной циркуляции в масштабах всей планеты осуществляется лишь на Юпитере и Сатурне, где доминирует внутренний источник тепла. Отмечаются следующие общие черты циркуляций на этих планетах: 1) осесимметричная полосчатая система планетарной облачности; 2) сильные экваториальные струйные течения; 3) сходные физические параметры (скорость вращения, высокое альbedo – около 0,6, малый эксцентриситет орбит). В то же время имеются различия: 1) разный наклон орбит к плоскости эклиптики (3° на Юпитере и 27° на Сатурне), 2) Сатурн получает в четыре раза меньше солнечной радиации, чем Юпитер, но его струйное течение в четыре раза интенсивнее, что указывает на ведущую роль не инсоляции, а внутренних источников тепла.

При дистанционном зондировании атмосферы Сатурна с АМС «Вояджер» выявлено наличие межполушарной асимметрии поля температуры в верхней тропосфере (Северное полушарие оказалось более холодным, чем Южное), которая свидетельствует о существовании годового хода температуры.

8.2. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы Марса

В 70-х годах XX в. И. Минцем и А. Аракавой была разработана двухуровневая модель ОЦА для земных условий, которая позднее Леови и Минцем была использована для численного моделирования циркуляции атмосферы Марса (Кондратьев, 1990). В основу числен-

ной модели ОЦА Марса положены уравнения термогидродинамики (в сферических координатах).

Уравнение гидростатики

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -bRT. \quad (8.4)$$

Уравнение горизонтального движения

$$\frac{\partial}{\partial t}(\pi \vec{V}) = -\text{div}_L(\pi \vec{V} \cdot \vec{V}) - \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi \dot{\sigma} \vec{V}) - \left(2\omega + \frac{u}{\alpha \cos \varphi}\right) \times \sin \varphi K(\pi \vec{V}) - [\nabla_L(\pi \Phi) - (\Phi - \sigma bRT) \nabla_L \pi] + \pi \vec{F}, \quad (8.5)$$

Уравнение притока тепла

$$\frac{\partial}{\partial t}(\pi T) = -\text{div}_L(\pi \vec{V} T) - \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi \dot{\sigma} T) - \frac{bRT}{C_p} \frac{dP}{dt} + \frac{\pi}{C_p} \dot{h}. \quad (8.6)$$

Уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -\text{div}_L(\pi \vec{V}) - \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi \dot{\sigma}); \quad (8.7)$$

здесь $\pi = P_s - P_t$; P_s и P_t – давление на нижней и верхней границах атмосферы;

$\sigma = \frac{P - P_t}{P_s - P_t}$ – вертикальная координата; \vec{V} – вектор горизонтальной скорости, $\nabla_h = \text{grad}_h$; ω – скорость вращения планеты; Φ – геопотенциал, определяемый соотношением

$$\Phi(\sigma) = \int_{\delta}^1 bRT d\sigma,$$

где R – газовая постоянная; C_p – теплоемкость при постоянном давлении; \vec{F} – сила трения для единицы массы; T – температура; \vec{K} – вертикальный единичный вектор; $\sigma = \left[\sigma + \frac{P_t}{\pi}\right]^{-1}$; \dot{h} – полный приток тепла на единичную массу; $\dot{\sigma}$ – индивидуальная производная, определяемая соотношением

$$\pi \dot{\sigma} = \int_0^{\sigma} \text{div}_L(\pi \vec{V}) d\sigma - \sigma \frac{\partial \pi}{\partial t}. \quad (8.8)$$

Индивидуальная производная давления определяется уравнением

$$\frac{dP}{dt} = \sigma \left[\frac{\partial \pi}{\partial t} + \vec{V} \nabla_L \pi \right] + \pi \dot{\sigma}. \quad (8.9)$$

При расчетах использовалась сферическая сетка с шагом 9° по долготе и 7° по широте. Влияние орографии не учитывалось. Двух-уровневая структура в вертикальном направлении соответствовала

значениям: $\sigma = P/P_s = \frac{1}{4}$ и $\sigma = \frac{3}{4}$, что эквивалентно высотам, равным примерно 13,5 и 3 км. Уровень $\sigma = 0$ соответствует давлению 0,415 гПа. Давление на уровне поверхности принято равным $P_s = 7$ гПа (5 гПа приходится на долю CO_2 и 2,0 гПа – на долю азота). Приток тепла определен с учетом поглощения солнечной радиации атмосферой и поверхностью планеты, а также лучистого теплообмена (влияние водяного пара и аэрозоля на перенос излучения не учитывается). Принята во внимание скрытая теплота, связанная с фазовыми превращениями углекислого газа на поверхности. Шаг по времени составляет 1/240 сола.

Необходимая для расчета лучистого и конвективного теплообмена температура поверхности определена из уравнения теплового баланса

$$(1-A)S - I - K - D + L = 0. \quad (8.10)$$

Здесь A – альбедо поверхности, S – приток солнечной радиации, I – эффективное излучение поверхности, K – конвективный поток тепла, D – поток тепла в почву, L – поток тепла, связанный с фазовыми превращениями углекислого газа на почве. В случае, когда температура поверхности опускается до температуры конденсации CO_2 (143,6 К), в расчетах полагается, что на поверхности $\partial T / \partial t = 0$, а альбедо $A = 0,6$. В качестве начальных условий бралась изотермическая атмосфера $T = 200$ К. Численные эксперименты проводились для двух вариантов. Первый воспроизводит условия летнего солнцестояния в Южном (или зимнего – в Северном) полушарии. В этом случае подсолнечная точка первоначально находится при $24,8^\circ$ ю.ш. и 0° долготы; $(r_m / r)^2 = 1,197$, где r_m – среднее, r – текущее расстояние от Марса до Солнца. Вторым вариантом моделирует условия весеннего равноденствия в Южном полушарии, когда координаты подсолнечной точки равны 0° широты и 0° долготы $(r_m / r)^2 = 0,929$. В обоих вариантах солнечная постоянная принята равной $0,603 \cdot 10^3$ Вт/м², начальная масса сконденсированного углекислого газа – нулю.

Расчеты показали, что «разгон» атмосферы (период непрерывного возрастания кинетической энергии) занимает 7–8 солов (24 час 37 мин), что связано с малой инерционностью атмосферы Марса.

Осредненные меридиональные профили зонального и меридионального компонентов ветра показывают, что в период солнцестояния в низких широтах имеют место заметные меридиональные потоки,

указывающие на существование интенсивной меридиональной циркуляции с восходящими движениями в субтропиках Южного (летнего) полушария и нисходящими – в субтропиках Зимнего полушария.

В средних широтах Северного полушария господствуют западные ветры с мощным струйным течением на верхнем уровне, а в Южном полушарии преобладают более слабые восточные ветры. В период равноденствия как меридиональный, так и зональный переносы значительно ослабевают. В обоих полушариях доминирует западный перенос. Главная ячейка меридиональной циркуляции выражена очень слабо.

В период солнцестояния все Летнее полушарие и тропики Зимнего полушария характеризуются слабым меридиональным градиентом температуры. Максимальная температура имеет место вблизи полюса Летнего полушария. Значительные меридиональные градиенты температуры имеют место в умеренных широтах Зимнего полушария. В Летнем полушарии разность температур нижнего и верхнего уровня достигает примерно «адиабатического» значения (~ 42 К), но в умеренных и высоких широтах Зимнего полушария атмосфера почти изотермична. Здесь температура поверхности находится вблизи точки сублимации CO_2 от полюса до 50° с.ш. В свободной атмосфере на всех широтах температура более высокая.

Низкие температуры в высоких широтах Северного (зимнего) полушария указывают на развитие полярной шапки, состоящей из твердой углекислоты.

К. Леови и Е. Минц в результате численного моделирования общей циркуляции марсианской атмосферы выявили целый ряд специфических особенностей (по сравнению с земными условиями), обусловленных отсутствием на Марсе океанов, малой плотностью атмосферы и низким содержанием водяного пара: 1) возрастание температуры поверхности по направлению к летнему полюсу, что приводит к обращению ветра с западного в средних и высоких широтах на восточный от зимы к лету; 2) ОЦА в каждом из полушарий характеризуется попеременным переходом от режима симметричной (летом) к режиму волновой (осень, зима) циркуляции; 3) важная роль динамики фазовых преобразований CO_2 .

Численное моделирование ОЦА Марса указывает на существование заметных суточных вариаций температуры и ветра, отмечается сильное влияние суточных приливов (Кондратьев, 1990).

Наблюдаемые на Земле и Марсе подветренные волны возникают под действием рельефа; в условиях разреженной марсианской атмосферы это воздействие более существенно, поскольку значительно слабее проявляется затухание волн. Протяженность систем подветренных волн иногда достигает 800 км по направлению ветра от источника генерации волн в зоне полярной шапки зимой. На обеих планетах характерное время существования волн составляет несколько часов, а длина волн – примерно 30 км (на Марсе наблюдаются волны и до 60 км). Для систем зимних волн типично наличие вихреобразной структуры (Кондратьев, 1987).

В обзоре К.Я. Кондратьева (1990) обобщаются сведения о планетах, обращается внимание на общность и различия.

Сходные черты Венеры, Земли и Марса (Принн, Фегли, 1987): все планеты имеют атмосферы, подвергшиеся выветриванию поверхности, массивные вулканы, претерпевшие химическую и термическую эволюции твердые оболочки. Атмосферы рассматриваемых планет характеризуются наличием облаков. Циркуляции атмосфер обусловлены неравномерным распределением поступающей солнечной радиации; на них существенно влияют скорость вращения планет вокруг оси и трение у поверхности.

С другой стороны, между Венерой, Землей и Марсом существуют много различий; особенно это касается химического состава атмосфер. Если состав в основном азотно-кислородной атмосферы Земли сформировался под прямым воздействием сложных биологических процессов, критически важное значение для которых имеет наличие океанов и пресных вод (все факторы оказывают решающее влияние на климат), то на соседней с Землей Венере примерно в 100 раз более массивная атмосфера состоит почти полностью из CO_2 при температуре поверхности, на 450 К более высокой, чем на Земле, и малом количестве водяного пара. Углекислотная атмосфера Марса обуславливает давление у поверхности примерно в 100 раз меньше земного, а температура поверхности на 60 К ниже, чем на Земле. Типичной особенностью Марса являются квазипериодические глобальные пылевые бури.

Г. Хант сделал обзор результатов, опубликованных об атмосферах Юпитера и Сатурна. Дана характеристика теплового баланса и вертикальных профилей температуры. Если на Юпитере годовой ход температуры отсутствует (из-за малого угла наклона орбиты), то на Сатурне он проявляется заметно. Анализ глобальных полей яркостной температуры свидетельствует о наличии широтных вариаций.

Для Земли характерен большой контраст температуры между полюсами и экватором, являющийся главным фактором формирования меридиональной циркуляции атмосферы. На Юпитере и Сатурне подобные контрасты малы, но обнаруживается сильное воздействие отсутствующего на Земле внутреннего источника тепла и быстрого вращения планет. Поля зонального ветра на уровне верхних границ облаков сходны с наблюдаемыми в земной атмосфере на уровне 200 гПа, причем существуют значительные различия скорости и ширины зоны экваториальных струйных течений, отображающих специфику подоблачных слоев атмосфер Юпитера и Сатурна. Расчеты ОЦА планет позволили удовлетворительно объяснить основные особенности пространственной структуры (полосчатость, Большое красное пятно, белые овалы и др.) облачного покрова.

Планеты-гиганты Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун характеризуются большими размерами, быстрым вращением, низкой плотностью и наличием атмосфер с восстановительными свойствами. Низкая плотность планет-гигантов, суммарная масса которых составляет, однако, более 99% массы всех планет Солнечной системы, свидетельствует о том, что, в отличие от планет земной группы, почти все эти планеты оказались способными удерживать такие элементы, как водород и гелий, которые рассматриваются как главные компоненты протосолнечной туманности.

Т а б л и ц а 8.4

Показатели динамики атмосфер Юпитера и Сатурна

Величина	Юпитер	Сатурн
Скорость экваториального течения, м/с	125	500
Широта нулевой скорости струйного течения, °	16	37
Дисперсия скорости, м/с	15	8
Скорость преобразования вихревой кинетической энергии, $K' K, м^2/с^3$ в среднезональную	$2 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Время преобразования энергии, лет	0,2	10

Вертикальные градиенты температуры в тропосферах Юпитера и Сатурна близки к адиабатическим: они составляют 1,9 и 0,9 $км^{-1}$, соответственно.

В работе К.Я. Кондратьева (1990) содержатся обзорные сведения об эволюции климата планет Солнечной системы. Так, результа-

ты, полученные М. Хартом, свидетельствуют о том, что первоначально земная атмосфера содержала много углекислого газа. Более 2 млрд. лет назад в состав земной атмосферы входили молекулярный азот, углекислый газ, некоторые соединения углерода и аммиак, но атмосфера не содержала свободного молекулярного водорода. Под влиянием сильного парникового эффекта температура земной поверхности была выше, чем в настоящее время. Когда появился молекулярный кислород, температура резко упала. Если бы Земля находилась немного дальше от Солнца, она должна была бы в этот период почти полностью покрыться льдом и оставаться в этом состоянии.

Свидетельствами изменений климата на Марсе служат каналы, которые можно рассматривать в ряде случаев как индикаторы наличия в прошлом более теплого и влажного климата; слоистые отложения в полярных районах, указывающие на периодические осцилляции климата. Пока не имеется доказательств изменений климата Венеры, но сопоставление ее современного климата с климатом других планет позволило предположить наличие определенных механизмов изменчивости климата и на Венере.

Анализ изменчивости климата требует учесть следующих факторов: изменений солнечной постоянной, обусловленных вариациями параметров орбит; газового и аэрозольного состава атмосферы: резервуаров летучих веществ; свойств подстилающих поверхностей и особенностей внутреннего строения планет. Все эти факторы, кроме последнего, играли ведущую роль в эволюции климатов планет земной группы.

Ввиду относительно малой солнечной постоянной для Земли и Марса почти весь выделившийся из твердой оболочки водяной пар и углекислый газ сконцентрированы в резервуарах на поверхности, а не в атмосфере, что определяет умеренность парникового эффекта атмосфер. Противоположная ситуация имеет место на Венере. Наклон орбиты к плоскости экватора и эксцентриситет – параметры орбит, определяющие изменчивость солнечной постоянной, могли составлять: 22,1–24,5°; 0 – 0,06 – на Земле и 14,9–35,5°; 0–0,14 – на Марсе. Несмотря на предполагаемую более низкую светимость Солнца в прошлом, климаты Земли и Марса характеризовались наличием более теплых периодов на ранних стадиях эволюции, что было связано с сильным парниковым эффектом, обусловленным составом атмосфер.

Предполагается, что высокая температура поверхности Венеры и ее массивная атмосфера возникли в результате более высокого (при-

мерно в два раза) уровня инсоляции, чем на Земле. Подобная специфика могла обусловить наличие на Венере разгоняющего парникового эффекта, т.е. сосредоточение всех летучих компонентов в атмосфере, а не в форме резервуаров жидкой или твердой фазы на поверхности.

Важным климатообразующим фактором на всех рассматриваемых планетах является атмосферный аэрозоль, существенно изменяющий радиационный режим планет. На Земле вулканический аэрозоль служил фактором изменений климата в масштабах времени от 1 до 10^6 лет. В настоящем и будущем серьезную роль начинает играть аэрозоль антропогенного происхождения. На Марсе тепловой режим атмосферы подвергается радикальным изменениям в периоды глобальных пылевых бурь. Сернокислотные облака Венеры оказывают решающее влияние на тепловой баланс этой планеты.

Важный вклад в формирование парникового эффекта вносят облака. На Марсе – неустойчивые облака, а на Венере – стабильный глобальный облачный покров. Согласно наиболее вероятной гипотезе, верхняя часть облаков Венеры состоит из капель концентрированного раствора серной кислоты (Кондратьев, 1990).

Перспективы дальнейшего развития сравнительной планетологии связаны, прежде всего, с разработками в следующих трех направлениях: 1) совершенствованием радиационно-динамических моделей атмосфер; 2) достижением лучшего понимания процессов формирования атмосферной циркуляции; 3) получением более полных данных наблюдений. В условиях Марса особое внимание привлекают такие явления, как трансформация углекислого газа (попеременное отложение сухого льда в полярных шапках и поступление CO_2 в атмосферу, вызывающие сильную модуляцию атмосферного давления), пылевые бури и волновые движения.

Контрольные вопросы

1. В чем состоит основное различие между атмосферами планет Солнечной системы?
2. Основные черты динамики планет солнечной системы.
3. Результаты численного моделирования общей циркуляции атмосферы Марса.
4. Под влиянием каких факторов изменяется климат планет Солнечной системы?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Теория общей циркуляции атмосферы и климата находится в стадии интенсивного развития. Этому способствуют постоянное совершенствование методов математического (прежде всего численного) моделирования крупномасштабных атмосферных и океанических процессов, возрастающие мощности современных ЭВМ, накопление данных наблюдений о состоянии окружающей среды, в том числе поступающих от искусственных спутников земли.

В связи с рядом неблагоприятных климатических явлений (засухи, смерчи, наводнения, снегопады и т.п.), произошедших в отдельных регионах земного шара (особенно в Европе) в начале XXI столетия и вызвавших большие экономические, социальные и экологические последствия, в общественных и политических кругах, среди ученых значительно повысился интерес к проблеме изменений климата, обусловленных естественными и антропогенными факторами. В связи с этим важно оценить принципиальные вопросы влияния изменений климата на окружающую среду и экономику и возможности противодействия негативным последствиям таких изменений, как и эффективное использование благоприятных эффектов потепления (Будыко, 2002). Возникло новое направление «геоинженерия».

В целях объединения усилий ученых многих стран в деле изучения климата, его влияния на деятельность человека Всемирная метеорологическая организация учредила в 1979 г. Всемирную климатическую программу (ВКП). С тех пор специально созданная под эгидой ООН Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК) подготовила четыре фундаментальных доклада (1990, 1995, 2001 и 2007 гг.) по оценке изменений климата и их последствий. Для выполнения региональных оценок изменений климата отдельные страны, включая Россию, подготавливают собственные оценочные доклады (ОД), которые необходимы для выработки и реализации на национальном уровне мер по уменьшению антропогенного влияния на КС и смягчению последствий изменений климата.

В частности, правительство РФ поставило вопрос о разработке климатической доктрины России, представляющей собой систему

взглядов на цель, принципы, содержание и пути реализации единой государственной политики РФ в отношении изменений климата. Т.е. проблема изменений климата стала составной частью обеспечения национальной безопасности страны, учитывается при подготовке программ устойчивого развития регионов РФ. На последнем саммите «8» в Аквиле (Италия) в июле 2009 г. было принято решение о сокращении выбросов CO₂ на 80% развитыми странами к середине XXI века.

Большинство публикаций по климатической проблеме сводятся к результатам мониторинга пространственно-временных изменений основных климатических характеристик, обсуждению проблемы генезиса современного глобального потепления, прогнозу климата будущего и поиску путей адаптации к климатическим изменениям и снижению рисков. Достаточно отметить, что экономический ущерб от неблагоприятных климатических изменений в 2005 г. превысил 200 млрд. долларов США.

Естественно, современные достижения фундаментальной науки должны найти свое отражение в системе подготовки специалистов, в том числе и в области гидрометеорологии – в учебных планах и программах, учебниках, учебных пособиях и т.п. Автор настоящего учебного пособия попытался осветить ряд вопросов современной учебной программы по теории климата. Поскольку данное научное направление, междисциплинарное по своей сути, находится еще в стадии формирования, автор надеется в последующих изданиях книги восполнить имеющиеся пробелы и устранить недостатки.

Действительно, в последние годы активно обсуждается вопрос об оценке влияния антропогенно преобразованных природных экосистем на климат Земли, роли солнечной и вулканической активности в формировании междекадных климатических изменений, термохалинной циркуляции Северной Атлантики и др. Таким образом, проблема изменения климата является комплексной и лишь понимание физических причин этих изменений позволит с помощью современных математических методов моделировать и прогнозировать будущее состояние климатической системы. О чем говорилось недавно и на VI Всероссийском метеорологическом съезде (октябрь 2009 г., г. Санкт-Петербург), на котором, в частности, обсуждалась концепция «бесшовного» прогноза климата с помощью наиболее эффективных МОЦАО. При этом нельзя забывать ценный опыт по изучению изменений климата в далеком геологическом прошлом с помощью палеометодов и современных космических достижений по исследо-

ванию метеорологических и климатических процессов, происходящих на планетах Солнечной системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдусаматов Х.И.* Солнце определяет климат // Наука и жизнь. – 2009. – № 1. – С. 34–42.
2. *Акимов Т.А., Хаскин В.В.* Экология. – М.: ЮНИТИ, 1998. – 454 с.
3. *Алексеев Г.В., Священников П.Н.* Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и Северного полушария. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 159 с.
4. *Алексеев Г.В., Захаров В.Ф., Смирнов А.Н. и др.* Многолетние колебания ледовых условий и атмосферной циркуляции в приатлантической Арктике и Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 9. – С. 87–98.
5. *Алексеев В.А., Володин Е.М., Дымников В.П. и др.* Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. – М.: ИВМ РАН, 1998. – 119 с.
6. *Алексеев В.А.* Геохимические особенности начального периода формирования ноосферы // Труды XI съезда РГО. – СПб., 2000. – Т. 1. – С. 117–133.
7. *Алисов Б.П., Дроздов О.А., Рубинштейн Е.С.* Курс климатологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1952. – Ч. 1 и 2.
8. *Андерсон Дж.М.* Экология и науки об окружающей среде: биосфера, экосистемы, человек. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 165 с.
9. *Анисимов О.А., Поляков В.Ю.* К прогнозу изменения температуры воздуха для первой четверти XXI столетия // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 2. – С. 25–31.
10. *Анисимов О.А., Белолуцкая М.А.* Оценка влияния изменения климата и деградации вечной мерзлоты на инфраструктуру в северных регионах России // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 4. – С. 15–22.
11. *Анисимов О.А., Белолуцкая М.А.* Современное потепление как аналог климата будущего // Изв. РАН, ФАО. – 2003. – Т. 39. – № 2. – С. 211–221.
12. *Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Ванденберге Дж. и др.* Быстрое потепление климата на границе позднеледниковья – голоцена как возможный аналог изменения климата и окружающей среды в первой четверти XXI века // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 12. – С. 31–40.
13. *Анисимов О.А., Лобанов В.А., Ренева С.А.* Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть XXI века // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 10. – С. 20–30.
14. *Арне К., Бенгтсон Л., Голицын Г.С. и др.* Анализ изменений гидрологического режима на водосборе Ладожского озера и стока Невы в XX и XXI веках с помощью глобальной и климатической модели // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 12. – С. 5–13.

15. *Бабкин В.И.* Сток Волги в периоды ослабления и усиления циклонической активности // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 1. – С. 94–100.
16. *Бардин М.Ю.* Изменчивость температуры воздуха над западными территориями России и сопредельными странами в XX веке // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 8. – С. 5–23.
17. *Барляева Т.В., Миронова И.А., Понявин Д.И.* О природе декадной вариации в климатических данных второй половины XX века // ДАН. – 2009. – Т. 425, № 3. – С. 395–399.
18. *Белов П.Н.* Численные методы прогноза погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 392 с.
19. *Блютген Н.* География климатов. – М.: Прогресс, 1972. – Т. 1. – 428 с; 1973. – Т. 2. – 402 с.
20. *Большаков В.А.* Климатические циклы фанерозоя с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2003. – № 3. – С. 14–25.
21. *Борзенкова И.И.* Изменение климата в кайнозое. – СПб: Гидрометеиздат, 1992. – 247 с.
22. *Борзенкова И.И.* О точности палеоклиматической информации // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 9. – С. 51–61.
23. *Борзенкова И.И.* О природных индикаторах современного глобального потепления // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 6. – С. 98–110.
24. *Борзенкова И.И.* Эмпирическая палеоклиматология: состояние проблемы и методы исследований. // Изменения климата и их последствия: сб. ст. – СПб.: Наука, 2002. – С. 75–92.
25. *Борзенкова И.И.* Определение чувствительности глобального климата к газовому составу атмосферы по палеоклиматическим данным // Изв. РАН, ФАО. – 2003. – Т. 39, №2. – С. 222–228.
26. *Борисенков Е.П.* Вопросы энергетики атмосферных процессов. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 167 с.
27. *Борисенков Е.П.* Климат и деятельность человека. – М., 1982.
28. *Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я.* Круговорот углерода и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 319 с.
29. *Борисенков Е.П., Пасецкий В.М.* Летопись необычайных явлений природы за 2,5 тысячелетия. – СПб.: Гидрометеиздат, 2003. – 535 с.
30. *Будыко М.И.* Изменение климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 280 с.
31. *Будыко М.И.* Метод воздействия на климат // Метеорология и гидрология. – 1974. – № 2. – С. 91–97.
32. *Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 351 с.

33. Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1985. – 209 с.
34. Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. – М.: Гидрометеоздат, 1986. – 159 с.
35. Будыко М.И., Борзенкова И.И., Менжулин Г.В. и др. Предстоящие изменения регионального климата // Изв. АН. – Сер.: Географ. – 1992. – № 4. – С. 36–52.
36. Будыко М.И. О ведущем факторе эволюции биосферы // Вестник РАН. – 1995. – Т. 65, № 12. – С. 1064–1073.
37. Будыко М.И. Глобальное потепление. // Потепления климата и их последствия: сб. ст. – СПб.: Наука, 2002. – С. 7–12.
38. Булгаков К.Ю., Мелешко В.П., Шнееров Б.Е. О чувствительности равновесного климата к удвоению концентрации CO₂ в атмосфере // Труды ГГО. – 2007. – Вып. 556. – С. 3–28.
39. Бышев В.И., Кононова Н.К., Нейман В.Г. и др. Особенности динамики климата Северного полушария в XX столетии // ДАН. – 2002. – Т. 384, № 3. – С. 674–681.
40. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А. О разнонаправленности изменений глобального климата на материках и океанах // ДАН, 2005. – Т. 400, № 1. – С. 98–104.
41. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А. Природные факторы глобальной изменчивости современного климата // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2009. – № 1. – С. 7–13.
42. Вакуленко Н.В., Монин А.С., Сонечкин Д.М. Свидетельство внутренней упорядоченности колебаний климата в голоцене // ДАН. – 2003. – Т. 389, № 5. – С. 681–687.
43. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. Свидетельство упреждающей роли океана в цикличности ледниковых эпох позднего плейстоцена // ДАН. – 2008. – Т. 421, № 3. – С. 402–405.
44. Ван Мигем Ж. Энергетика атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 327 с.
45. Величко А.А. В поисках стратегии будущего // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 1995. – № 3. – С. 11–24.
46. Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. и др. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2004. – № 1. – С. 7–25.
47. Верещагин М.А., Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. О вероятных изменениях средней годовой температуры воздуха на востоке Русской равнины в конце текущего и начале XXI столетия // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 8. – С. 38–43.
48. Верещагин М.А., Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М. и др. Факторный анализ многолетней динамики глобального термического

режима приземного слоя воздуха // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2004. – № 5. – С. 34–41.

49. *Ветров А.Л.* Трансформация доступной потенциальной энергии в циклонах вследствие фазовых переходов воды. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 2007. – 99 с.

50. *Винников К.Я.* Чувствительность климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 224 с.

51. *Володин Е.М., Дианский Н.А.* Отклик совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана на увеличение содержания углекислого газа // Изв. РАН, ФАО. – 2003. – Т. 39, № 2. – С. 193–210.

52. *Володин Е.М., Дианский Н.А.* Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 12. – С. 5–14.

53. *Володин Е.М., Дианский Н.А.* Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН, ФАО. – 2006. – Т. 42, № 3. – С. 291–306.

54. *Володин Е.М.* Модель общей циркуляции атмосферы и океана с углеродным циклом // Изв. РАН, ФАО. – 2007. – Т. 43, № 3. – С. 298–313.

55. *Володин Е.М.* Цикл метана в модели ИВМ РАН // Изв. РАН, ФАО. – 2008. – Т. 44, № 2. – С. 163–170.

56. *Володин Е.М.* Связь между температурной чувствительностью к удвоению содержания углекислого газа и распределением облачности в современных моделях климата // Изв. РАН, ФАО. – 2008. – Т. 44, № 3. – С. 311–323.

57. *Володин Е.М.* Модель климата ИВМ РАН // Тезисы докладов Всероссийской конференции «Михаил Арамаисович Петросянц и современные проблемы метеорологии и климатологии» (к 90-летию со дня рождения). – М.: МГУ, 2009. – С. 41.

58. Всемирная конференция по изменению климата: тезисы докладов. – М., 2003. – 670 с.

59. Всемирная конференция по изменению климата. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003 г. // Труды. – Москва, 2004. – 624 с.

60. *Газина Е.А., Клименко В.В.* Изменения климата Восточной Европы за последние 250 лет по инструментальным данным // Вестник МГУ. – Сер. 5: Геогр. – 2008. – № 3. – С. 60–66.

61. *Гандин Л.С., Дубов А.С.* Численные методы краткосрочного прогноза погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 427 с.

62. *Галин В.Я., Володин Е.М., Смышляев С.П.* Модель общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН с динамикой озона // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 5. – С. 13–23.

63. *Герман А.Б.* Палеоботаника и климат Земли: взгляд в будущее из геологического прошлого // Вестник РАН. – 2009. – Т. 79, № 5. – С. 387–396.

64. *Гвишивили Г.В., Сергеев Н.П., Лещенко Л.Н.* Климат верхней атмосферы меняется // Вестник РАН. – 2000. – Т. 70, № 10. – С. 929–933.
65. *Гинзбург Б.М.* Сроки замерзания и вскрытия рек в конце XX века и возможные их изменения в XXI веке // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 12. – С. 88–97.
66. *Гирс А.А.* Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 488 с.
67. Глобальная климатическая система в 1997 г. // Бюллетень ВМО. – 1998. – Т. 47, № 3. – С. 335–339.
68. Глобальная климатическая система в 2004 г. // Бюллетень ВМО. – 2005. – Т. 54, № 2. – С. 87–91.
69. Глобальные и региональные изменения климата и их природные и социально-экономические последствия / под ред. В.М. Котлякова. – М.: Геос, 2000. – 262 с.
70. Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим) / под ред. Н.С. Касимова, Р.К. Клиге. – М.: Научный мир, 2000. – 304 с.
71. Глобальные изменения природной среды. – Новосибирск: Гео, 2001. – 373 с.
72. Глобальные экологические проблемы на пороге XXI века: материалы научной конференции, посвященной 85-летию академика А.Л. Яншина. – М.: Наука, 1998 – 301 с.
73. *Голицын Г.С.* Введение в динамику планетных атмосфер. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 103 с.
74. *Голицын Г.С.* Состояние знаний о парниковых газах в атмосфере, определяющих радиационный баланс Земли // Special Topics on climate. WMO. – 1993. – No. 771. – P. 19–24.
75. *Голицын Г.С.* Климат на протяжении четырех миллиардов лет // Вестник РАН. – 1997. – Т. 67, № 2. – С. 105–112.
76. *Голицын Г.С.* Геологическая история изменений состава атмосферы // Глобальные экологические проблемы на пороге XXI века: сб. ст. – М.: Наука, 1998. – С. 185–196.
77. *Голицын Г.С.* Динамика природных явлений. – М.: Физматиздат, 2004. – 342 с.
78. *Головко В.А., Пахомов Л.А., Успенский А.Б.* Глобальный мониторинг составляющих радиационного баланса земли со спутников “Метеор-3” и “Ресурс –01” // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 12. – С. 56–73.
79. *Голубев Г.Н.* Геоэкология. – М.: Геос, 1999. – 338 с.
80. *Гордон А.* Прогноз погоды в XXI в. // Бюллетень ВМО. – 2000. – № 2. – С. 153–158.
81. *Горшков В.Г.* Физические и биологические основы устойчивости жизни. – М.: ВИНТИ, 1995. – 470 с.

82. *Горишков В.Г.* Современное потепление климата и ландшафты мерзлотного экотона // Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). – М.: Научный мир, 2000. – С. 129–143.
83. *Горишков В.Г., Кондратьев К.Я., Лосев К.С.* Глобальная экодинамика и устойчивое развитие: естественнонаучные аспекты и “человеческое измерение” // Экология. – 1998. – № 3. – С. 163–170.
84. *Горишков С.П.* Концептуальные основы геоэкологии. – Смоленск: Изд-во Смоленск. гуманитарного ун-та, 1998. – 448 с.
85. *Горишков С.П.* Неустойчивая биосфера и неустойчивое развитие // Вестник МГУ. – Сер. 5: Геогр. – 1998. – № 1. – С. 3–9.
86. *Григорьев Ал.А., Кондратьев К.Я.* Экодинамика и геополитика. – СПб., 2001. – Т. II. Экологические катастрофы. – 687 с.
87. *Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* Мониторинг и вероятностный прогноз короткопериодных колебаний климата // Шестьдесят лет центру гидрометеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – С. 148–170.
88. *Груза Г.В.* Климатическая изменчивость и прогноз изменений климата // Природа. – 1992. – № 8. – С. 28–35.
89. *Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* Колебания и изменения климата на территории России // Изв. РАН, ФАО. – 2003. – Т. 39, № 2. – С. 166–185.
90. *Груздев А.Н., Безверхний В.А.* Об источниках квазидвухлетней цикличности в атмосфере Северного полушария // ДАН. – 2003. – Т. 389, № 4. – С. 528–531.
91. *Гулев С.К., Катцов В.М., Соломина О.Н.* Глобальное потепление продолжается // Вестник РАН. – 2008. – Т. 78, № 1. – С. 20–27.
92. *Гурьянов В.В., Переведенцев Ю.П.* Мониторинг доступной потенциальной и кинетической энергии тропосферы в период 1992–2001 гг. // География и регион: сб. ст. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 2002. – С. 9–12.
93. *Гурьянов В.В., Переведенцев Ю.П.* Энергетика крупномасштабных процессов в тропосфере и стратосфере // География и окружающая среда: сб. ст. – СПб.: Наука, 2003. – С. 479–483.
94. *Гущина Д.Ю.* Оценка воспроизведения особенностей глобальной циркуляции атмосферы и взаимосвязи между циркуляцией в тропиках и умеренных широтах моделями общей циркуляции атмосферы ИВМ РАН и ARPEGE // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 8. – С. 5–26.
95. *Даценко Н.М., Монин А.С., Сонечкин Д.М.* О колебаниях глобального климата за последние 150 лет // ДАН. – 2004. – Т. 399, № 2. – С. 253–256.
96. *Даценко Н.М., Сонечкин Д.М.* О надежности тысячелетних реконструкций хода приземной температуры воздуха Северного полушария // Изв. РАН, ФАО. – 2008. – Т. 44, № 6. – С. 797–803.
97. *Дегтярев А.И.* Муссоны в системе глобальной циркуляции атмосферы: диагностика и моделирование. – М., 2008. – 295 с.

98. *Дзюба А.В., Панин Г.Н.* Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях // *Метеорология и гидрология*. – 2007. – № 5. – С. 5–27.
99. *Дианский Н.В., Володин Е.М.* Воспроизведение современного климата с помощью совместной общей циркуляции атмосферы и океана // *Изв. РАН, ФАО*. – 2002. – Т. 38, № 6. – С. 824–840.
100. *Дийкстра Х.* Нелинейная физическая океанография. – М. – Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007. – 680 с.
101. *Дикий Л.А.* Гидродинамическая устойчивость и динамика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 108 с.
102. Динамика атмосферы, облачность и теплообмен в тропиках. Первый глобальный эксперимент ПИГАП. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – Т. 7. – 264 с.
103. Динамика климата / под ред. С. Манабе. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 574 с.
104. *Дмитриев А.А., Беязо В.А.* Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. – СПб.: Гидрометеиздат, 2006. – 358 с.
105. *Добровольский Г.В.* Состояние почвенного покрова Земли и его роль в сохранении биосферы // *Глобальные экологические проблемы на пороге XXI века: сб. ст.* – М.: Наука, 1998. – С. 118–135.
106. *Добровольский Г.В.* Функционально-экологические аспекты почвоведения, географии и картографии почв // *Изв. АН. – Сер.: Геогр.* – 2000. – № 5. – С. 16–20.
107. *Добровольский С.Г.* Климатические изменения в системе “гидросфера-атмосфера”. – М.: Геос, 2002. – 231 с.
108. *Добролюбов С.А., Лаппо С.С.* Межокеанский глобальный конвейер // *Выстоять и возродиться*. – М.: Наука, 1997. – С. 54–62.
109. *Добролюбов С.А., Лаппо С.С., Морозов Е.Г. и др.* Изменчивость водных масс в северной Атлантике по данным гидрологических разрезов вдоль 60° с.ш. // *ДАН*. – 2003. – Т. 390, № 2. – С. 255–259.
110. *Догановский А.М., Малинин В.Н.* Гидросфера Земли. – СПб: Гидрометеиздат, 2004. – 630 с.
111. *Дроздов О.А., Арапов П.П., Лугина К.М. и др.* Естественные и антропогенные изменения климата // *Глобальные и региональные изменения климата и их природные и социально-экономические последствия*. – М.: Геос, 2000. – С. 54–59.
112. *Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. и др.* Климатология. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 568 с.
113. *Дроздов О.А., Лугина К.М.* Динамика климатической системы и географические условия. II. Региональные особенности климата // *Вестник СПб ГУ*. – Сер. 7, 1998. – Вып. 1. – С. 45–50.

114. *Дымников В.П., Филатов А.Н.* Основы математической теории климата. – М.: ВИНТИ, 1994. – 256 с.
115. *Дымников В.П.* О предсказуемости изменений климата // Изв. РАН. – Сер.: Физика атмосферы и океана. – 1998. – Т. 34. – С. 741–751.
116. *Дымников В.П.* Современные проблемы моделирования отклика климатической системы на малые внешние воздействия. Проблемы гидрометеорологии и окружающей среды на пороге XXI века // Труды международной теоретической конференции. – СПб: Гидрометеиздат, 2000. – С. 14–34.
117. *Дымников В.П., Володин Е.М., Галин В.Я.* Чувствительность климатической системы к малым внешним воздействиям // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 4. – С. 77–92.
118. *Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М.* Проблемы моделирования климата и его изменений // Изв. РАН, ФАО. – 2006. – Т. 42, № 5. – С. 618–636.
119. *Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А.* Влияние учета прямого радиационного воздействия сульфатных аэрозолей на результаты численных экспериментов с климатической моделью промежуточной сложности // Изв. РАН, ФАО. – 2007. – Т. 43, № 5. – С. 591–601.
120. *Елисеев А.В., Мохов И.И.* Влияние вулканической активности на изменение климата последних нескольких веков: оценки с климатической моделью промежуточной сложности // Изв. РАН, ФАО. – 2008. – Т. 44, № 6. – С. 723–736.
121. *Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М. и др.* Взаимодействие метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // Изв. РАН, ФАО. – 2008. – Т. 44, № 2. – С. 147–162.
122. *Елисеев А.В., Мохов И.И.* Модельные оценки эффективности ослабления и предотвращения глобального потепления климата в зависимости от сценариев контролируемых аэрозольных эмиссий в стратосферу // Изв. РАН, ФАО. – 2009. – Т. 45, № 2. – С. 232–244.
123. *Елисеев А.В., Аржанов М.М., Демченко П.Ф. и др.* Изменения климатических характеристик суши внетропических широт Северного полушария в XXI веке: оценки на основе климатической модели ИФА РАН // Изв. РАН, ФАО. – 2009. – Т. 45, № 3. – С. 291–304.
124. *Елисеев А.В., Мохов И.И.* Модельные оценки эффективности ослабления и предотвращения глобального потепления климата в зависимости от сценариев контролируемых аэрозольных эмиссий в стратосферу // Изв. РАН, ФАО. – 2009. – Т. 45, № 2. – С. 232–244.
125. *Емельянов А.Г., Тихомиров О.А.* Основы региональной геоэкологии. – Тверь, 2000. – 153 с.

126. *Жадин Е.А.* Озоновые “дыры”: новый взгляд // Бюллетень “Использование и охрана природных ресурсов России”. – 2000. – № 8. – С. 67–69.
127. *Жеребцов Г.А., Коваленко В.А., Молодых С.И.* Природа аномальных возмущений в гелиосфере и их геофизические проявления // ДАН. – 2004. – Т. 394, № 5. – С. 606–610.
128. *Заварзин Г.А., Котляков В.М.* Стратегия изучения Земли в свете глобальных изменений // Вестник РАН. – 1998. – Т. 68, № 1. – С. 23–29.
129. *Залиханов М.Ч., Лосев К.М., Шелехов А.М.* Естественные экосистемы – важнейший природный ресурс человечества // Вестник РАН. – 2006. – Т. 76, № 7. – С. 612–614.
130. *Захаров О.К.* Сравнение моделей глобального углеродного цикла // Метеорология и гидрология. – 1995. – № 12. – С. 61–70.
131. *Захаров В.Ф.* Изменения в распространении морских арктических льдов в XX веке // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 5. – С. 75–86.
132. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. – Л.: Гидрометеиздат, 1986.
133. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события неогена. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 223 с.
134. *Зубаков В.А.* Анализ доклада ЮНЕП «Глобальная экологическая перспектива 2100» // Изв. РГО. – 2002. – Вып. 4. – С. 72–78.
135. *Иващенко Н.Н., Сидоренков Н.С., Сонечкин Д.М.* Взаимосвязь колебаний зонального переноса воздуха в нижней стратосфере над экватором с чандлеровским биением полюсов Земли // Изв. РАН, ФАО. – 2004. – Т. 40, № 2. – С. 189–194.
136. Изменение климата. Оценки МГЭИК 1990 г. и 1992 г. // ВМО, ЮНЕП, 1992. – 168 с.
137. Изменения климата Беларуси и их последствия / под ред. В.Ф. Логинова. – Минск: Тоник, 2003. – 330 с.
138. Изменения климата, 2001 г. // Обобщенный доклад ВМО – ЮНЕП, 2001. – 420 с.
139. *Израэль Ю.А.* Изменения глобального климата, их причины и последствия // Глобальные экологические проблемы на пороге XXI века. – М.: Наука, 1998. – С. 49–68.
140. *Израэль Ю.А.* Науки о Земле на рубеже веков: науки об атмосфере и гидросфере // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 5. – С. 18–31.
141. *Израэль Ю.А., Груза Г.В., Катцов В.М. и др.* Изменения глобального климата. Роль антропогенных воздействий // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 5. – С. 5–21.
142. *Израэль Ю.А., Семенов С.М.* Пример вычисления критических границ содержания парниковых газов в атмосфере с помощью мини-

мальной имитационной модели парникового эффекта // ДАН. – 2003. – Т. 390, № 4. – С. 533–536.

143. *Израэль Ю.А.* Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 10. – С. 5–9.

144. *Израэль Ю.А., Семенов С.М., Анисимов О.А. и др.* Четвертый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата: вклад рабочей группы II // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 9. – С. 5–13.

145. *Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А.* Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 1. – С. 5–14.

146. *Израэль Ю.А.* О состоянии современного климата и предложения о деятельности в области противодействия изменению климата // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 10. – С. 5–8.

147. *Израэль Ю.А., Рябошапко А.Г., Петров Н.Н.* Сравнительный анализ геоинженерных способов стабилизации климата // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 6. – С. 5–32.

148. *Имбри Дж., Имбри К.П.* Тайны ледниковых эпох. – М.: Прогресс, 1988. – 263 с.

149. *Исаев А.А.* Экологическая климатология. – М.: Научный мир, 2002. – 456 с.

150. *Каган Б.А., Рябченко В.А., Сафрай А.С.* Реакция системы океан – атмосфера на внешние воздействия. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 304 с.

151. *Калинин Н.А.* Энергетика циклонов умеренных широт. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1999. – 191 с.

152. *Калинин Н.А.* Динамическая метеорология. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 2009. – 255 с.

153. *Кароль И.Л.* Введение в динамику климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 215 с.

154. *Кароль И.Л.* Современное состояние проблемы малых примесей в атмосфере и оценки их влияния на изменения глобального климата // Изменения климата и их последствия. – СПб: Наука, 2002. – С. 36–44.

155. *Кароль И.Л., Катцов В.М., Киселев А.А. и др.* О климате по существу и всерьез. – СПб: ГГО им. А.И. Воейкова, 2008. – 55 с.

156. *Кашин Ф.В., Арефьев В.Н., Вишератин К.Н. и др.* Результаты экспериментальных исследований радиационно-активных составляющих атмосферы в центре Евразии // Изв. АН, ФАО. – 2000. – Т. 36, № 4. – С. 463–492.

157. *Кислов А.В.* Теория климата. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 148 с.

158. *Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. – М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. – 351 с.

159. *Кислов А.В.* Модели климата для географических исследований (качество результатов моделирования) // Вестник МГУ. – Сер. 5: Геогр. – 2001. – № 1. – С. 3–10.
160. *Кислов А.В., Суркова Г.В., Тарасов П.Е. и др.* Сопоставление результатов численного моделирования и палеореконструкций для климатических условий позднелайстоценового криохрона // Известия РАН. – Сер.: Геогр. – 2002. – № 5. – С. 22–31.
161. *Кислов А.В.* Возможные механизмы крупных колебаний климата в ллейстоцене и голоцене // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2005. – № 2. – С. 38–44.
162. *Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М. и др.* Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. – М.: МАКС Пресс, 2008. – 292 с.
163. *Клиге Р.К.* Глобальные гидроклиматические изменения // Глобальные и региональные изменения климата и их природные и социально-экономические последствия: – М.: Геос, 2000. – С. 6–23.
164. *Клиге Р.К., Калинин В.Н., Шевчук О.И.* Колебания уровня мирового океана в XX столетии // Вестник МГУ. – Сер.: Геогр. – 2009. – № 1. – С. 7–13.
165. *Климанов В.А.* Климат Северной Евразии в неогляциале (около 2500 лет назад) // ДАН. – 2002. – Т. 386. – № 5. – С. 676–680.
166. Климат России / под ред. Н.В. Кобышевой. – СПб: Гидрометеиздат, 2001. – 655 с.
167. *Клименко А.В., Клименко В.В.* Виновато ли человечество в глобальном изменении климата? Россия в окружающем мире: 1998 (Аналитический ежегодник) / под ред. Н.Н. Моисеева, С.А. Степанова. – М.: Изд-во МНЭПУ, 1998 – С. 53–66.
168. *Клименко В.В.* Климат средневековой теплой эпохи в Северном полушарии. – М.: Изд-во МЭИ, 2001. – 84 с.
169. *Клименко В.В., Слепцов А.М.* Комплексная реконструкция климата Восточной Европы за последние 2000 лет // Известия РГО, 2003. – Вып. 6. – С. 45–53.
170. *Клименко В.В.* Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии. – М.: Изд-во МЭИ, 2004. – 141 с.
171. *Клименко В.В.* О главных климатических ритмах голоцена // ДАН. – 2007. – Т. 357, № 3. – С. 399–402.
172. *Колобов Н.В.* Климат Среднего Поволжья. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1968. – 252 с.
173. *Кондратьев К.Я.* Радиационные факторы современных изменений глобального климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 279 с.
174. *Кондратьев К.Я., Биненко В.И.* Влияние облачности на радиацию и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.

175. *Кондратьев К.Я.* Природные и антропогенные изменения климата. – М.: ВИНТИ, 1986. – Т. 16. – 349 с.
176. *Кондратьев К.Я., Крупенио Н.Н., Селиванов А.С.* Планета Венера. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 276 с.
177. *Кондратьев К.Я.* Глобальный климат. – СПб.: Наука, 1992. – 358 с.
178. *Кондратьев К.Я., Матвеев Л.Т.* Основные факторы формирования островов тепла в большом городе // ДАН. – 1998. – Т. 367, № 2. – С. 253–256.
179. *Кондратьев К.Я., Демирчян К.С.* Глобальные изменения климата и круговорот углерода // Изв. РГО. – 2000. – Вып. 4. – С. 1–20.
180. *Кондратьев К.Я.* Глобальные изменения природы и общества на рубеже двух тысячелетий // Известия РГО. – 2000. – Вып. 5. – С. 3–19.
181. *Кондратьев К.Я.* Изменение окружающей среды в Европе // Вестник РАН. – 2001. – Т. 71, № 6. – С. 494–502.
182. *Кондратьев К.Я., Лосев К.С.* Иллюзии и реальность стратегии устойчивого развития // Вестник РАН. – 2002. – Т. 72, № 7. – С. 592–601.
183. *Кондратьев К.Я., Лосев К.С., Ананичева М.Д.* Цена экологических услуг России // Вестник РАН. – 2003. – Т. 73, № 1. – С. 3–13.
184. *Кононович Э.В., Шефов Н.Н.* К проблеме воздействия солнечной активности на долговременные вариации климата // ДАН. – 1999. – Т. 367, № 1. – С. 108–111.
185. *Кораблев О.И., Засова Л.В., Федорова А.А.* и др. Новое в физике планетных атмосфер // Изв. РАН, ФАО. – 2009. – Т. 45, № 4. – С. 539–553.
186. *Коронкевич Н.И.* и др. Современные антропогенные воздействия на водные ресурсы // Изв. АН. – Сер.: Геогр. – 1998. – № 5. – С. 55–68.
187. *Котляков В.М., Лориус К.* Глобальные изменения за последний ледниково-межледниковый цикл // Изв. АН СССР. – Сер.: Геогр. – 1992. – № 1. – С. 5–22.
188. *Котляков В.М., Лориус К.* Четыре климатических цикла по данным ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток в Антарктиде // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2000. – № 1. – С. 7–19.
189. *Котляков В.М.* Прошлое и будущее окружающей среды: свидетельствует гляциология // Наука в России. – 2001. – № 1. – С. 5–9.
190. *Кренке А.Н., Чернавская М.М.* Районирование территории России по сочетанию климатических экстремумов – условий возникновения чрезвычайных ситуаций // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2003. – № 2. – С. 17–25.
191. *Кулямин Д.В., Володин Е.М., Дымников В.П.* Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере. Ч. II. Модели общей циркуляции атмосферы // Изв. РАН, ФАО. – 2009. – Т. 45, № 1. – С. 43–61.
192. *Лобанов В.А., Анисимов О.А.* Эмпирико-статистическое моделирование временных и пространственных изменений гидрометеорологи-

ческих характеристик // Современные проблемы экологической метеорологии и климатологии. – СПб.: Наука, 2005. – С. 152–169.

193. *Лаппо С.С., Рева Ю.А.* Сравнительный анализ долгопериодной изменчивости уровней Черного и Каспийского морей // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 12. – С. 63–75.

194. *Логинов В.Ф. и др.* Индекс солнечной и геомагнитной активности. – Обнинск, 1981. – 151 с.

195. *Логинов В.Ф.* Вулканические извержения и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 64 с.

196. *Логинов В.Ф.* Основы экологии и природопользования: учеб. пособие. – Минск, 1998. – 322 с.

197. *Логинов В.Ф., Микуцкий В.С.* Оценка антропогенного «сигнала» в климате городов // Изв. РГО. – 2000. – Т. 132, вып. 1. – С. 23–31.

198. *Логинов В.Ф.* Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия. – Минск: Тетра Системс, 2008. – 496 с.

199. *Лоренц Э.Н.* Природа и теория общей циркуляции атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 259 с.

200. *Майстрова В.В., Нагурный А.П., Большакова И.И.* Изменения температуры свободной атмосферы в северной полярной области в 1959–2000 гг. // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 6. – С. 5–14.

201. *Макаров А.А.* Научно-технологические прогнозы и проблемы развития энергетики России до 2030 года // Вестник РАН. – 2009. – Т. 79, № 3. – С. 206–215.

202. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Ч. I. Физические процессы. – СПб.: Изд. РГГМУ, 1998. – 342 с.

203. *Мартынова Т.В.* О колебаниях положения и интенсивности центров действия атмосферы // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 4. – С. 50–56.

204. *Марчук Г.И.* Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. – М.: Наука, 1982. – 315 с.

205. *Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В. и др.* Облака и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 512 с.

206. *Матвеев Л.Т.* Теория общей циркуляции атмосферы и климата Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 295 с.

207. *Матвеев Ю.Л., Переведенцев Ю.П., Тудрий В.Д.* Основы экологии атмосферы. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2000. – Ч. 1. – 36 с.

208. *Матвеев Л.Т., Матвеев Ю.Л., Переведенцев Ю.П. и др.* Основы экологии атмосферы. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2002. – Ч. 3. – 128 с.

209. *Мелешко В.П., Голицын Г.С., Володин Е.М. и др.* Расчет составляющих водного баланса на водосборе Каспийского моря с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы // Известия АН, ФАО. – 1998. – Т. 34, № 4. – С. 591–599.

210. Мелешко В.П., Кароль И.Л., Катцов В.М. и др. Реакция равновесного климата на преднамеренную эмиссию стратосферного аэрозоля, рассчитанная по глобальной модели атмосферы и верхнего слоя океана ГГО // Труды ГГО. – 2008. – Вып. 558. – С. 41–63.
211. Мелешко В.П., Шнееров Б.Е., Швец М.Е. и др. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы // Труды ГГО. – 1980. – Вып. 410. – С. 3–33.
212. Мелешко В.П., Катцов В.М., Спорышев П.В. и др. Чувствительность климатической модели ГГО к изменению концентрации CO_2 в атмосфере // Современные исследования Главной геофизической обсерватории. – СПб: Гидрометеиздат, 1999. – Т. 1. – С. 3–32.
213. Мелешко В.П., Виделл Д.А., Вавулин С.В. Зависимость климатического режима в модели общей циркуляции атмосферы ГГО от методов параметризации конвекции // Труды ГГО. – 2001. – Вып. 550. – С. 44–84.
214. Мелешко В.П. и др. Изучение возможных изменений климата с помощью моделей общей циркуляции атмосферы и океана. // Изменения климата и их последствия. – СПб: Наука, 2002. – С. 13–35.
215. Мелешко В.П., Гаврилина В.М., Мирвис В.М. Гидродинамико-статистический долгосрочный прогноз метеорологических полей по модели ГГО. 1. Этапы совершенствования метода и технология прогноза // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 9. – С. 5–16.
216. Мелешко В.П., Голицын Г.С., Говоркова В.А. и др. Возможные антропогенные изменения климата России в XXI веке: оценки по ансамблю климатических моделей // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 4. – С. 38–49.
217. Мелешко В.П., Катцов В.М., Говоркова В.А. и др. Антропогенные изменения климата в XXI веке в Северной Евразии // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 7. – С. 5–26.
218. Мелешко В.П., Катцов В.М., Говоркова В.А. и др. Климат России в XXI веке. Ч. 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана SMIP 3 // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 9. – С. 5–21.
219. Мещерская А.В., Александрова Н.А., Голод М.П. Температурно-влажностный режим на водосборах Волги и Урала и оценка его влияния на изменения уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. – 1994. – Т. 21, № 4. – С. 463–470.
220. Михайлов В.Н. Теоретические основы прогноза реакции речных дельт на повышение уровня моря // Вестник МГУ. – Сер. 5: Геогр. – 2009. – № 3. – С. 3–10.
221. Михайлов В.Н., Повалишников Е.С. Еще раз о причинах изменений уровня Каспийского моря в XX веке // Вестник МГУ. – Сер. 5: Геогр. – 1998. – № 3. – С. 35–38.

222. *Моисеев Н.Н.* Современное естествознание и проблема взаимодействия природы и общества // Научн. труды МНЭПУ. – 1998. – Вып. 3. – С. 7–15.
223. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 407 с.
224. *Монин А.С.* Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 246 с.
225. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* Климат как проблема физики // УФН. – 2000. – Т. 170, № 4. – С. 419–445.
226. *Монин А.С.* Влияние планет на климат Земли. // Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). – М.: Научный мир, 2000. – С. 122–128.
227. *Монин А.С., Берестов А.А.* Новое о климате // Вестник РАН. – 2005. – Т. 75, № 2. – С. 126–138.
228. *Монин А.С., Сонечкин Д.М.* Колебания климата по данным наблюдений: тройной солнечный и другие циклы. – М.: Наука, 2005. – 191 с.
229. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие. Бюллетень 1996–2000. – Обнинск, 2004. – 110 с.
230. *Мохов И.И.* Глобальное поле осадков: внутригодовые тенденции изменения // ИФА, Препринт, 1992. – 31 с.
231. *Мохов И.И.* Диагностика структуры климатической системы. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 271 с.
232. *Мороз В.И.* Физика планеты Марс. – М.: Наука, 1978. – 351 с.
233. *Мохов И.И., Елисеев А.В., Хворостьянов Д.В.* Эволюция характеристик межгодовой климатической изменчивости, связанной с явлениями Эль-Ниньо/Ла-Нинья // Изв. РАН, ФАО. – 2000. – Т. 36, № 6. – С. 741–751.
234. *Мохов И.И., Демченко П.Ф., Елисеев А.В. и др.* Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий // Изв. РАН, ФАО. – 2002. – Т. 38, № 5. – С. 629–642.
235. *Мохов И.И.* Российские климатические исследования в 1999–2002 гг. // Изв. РАН, ФАО. – 2004. – Т. 40, № 2. – С. 147–155.
236. *Мохов И.И., Безверхний В.А., Елисеев А.В. и др.* Взаимосвязь глобальной приповерхностной температуры с изменениями солнечной активности по данным наблюдений и реконструкций для XVII–XX веков и по модельным расчетам // ДАН. – 2006. – Т. 409. – № 1. – С. 115–119.
237. *Мохов И.И., Карпенко А.А., Стотт П.А.* Наибольшие скорости регионального потепления климата в последние десятилетия с оценкой роли естественных причин // ДАН. – 2006. – Т. 406, № 4. – С. 538–543.
238. *Мохов И.И., Смирнов Д.А.* Исследование взаимного влияния процессов Эль-Ниньо – Южное колебание и северо-атлантического и арктического колебаний // Изв. РАН, ФАО. – 2006. – Т. 42, № 5. – С. 650–667.

239. *Мохов И.И.* Российские климатические исследования в 2003–2006 гг. // Изв. РАН, ФАО. – 2009. – Т. 45, № 2. – С. 180–192.
240. *Муравьев А.В.* Режимы атмосферной циркуляции и долгосрочный метеорологический прогноз: автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. – Москва, 2006. – 36 с.
241. *Мурышев К.Е., Елисеев А.В., Мохов И.И., Дианский Н.А.* Валидация и оценка чувствительности климатической модели ИФА РАН с использованием блока общей циркуляции океана // Изв. РАН, ФАО. – 2009. – Т. 45. – С. 448–466.
242. *Найденов В.И.* Гидрология суши: новый взгляд // Вестник РАН. – 2001. – Т. 71, № 5. – С. 405–414.
243. *Найденов В.И., Швейкина В.И.* Гидрологическая теория глобального потепления климата Земли // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 12. – С. 63–76.
244. *Наумов Э.П., Кудисова М.Ю.* Пространственные связи циклонических процессов в атмосфере Северного полушария // Вопросы микро- и мезоклимата, циркуляции и загрязнения атмосферы: межвуз. сб. научн. трудов. – Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1985. – С. 109–114.
245. *Нестеров Е.С.* О влиянии североатлантического колебания на температуру поверхности океана // Метеорология и гидрология. – 1992. – № 5. – С. 14–19.
246. *Осинов В.И.* Природные катастрофы на рубеже XXI века // Вестник РАН. – 2001. – Т. 71, № 4. – С. 291–302.
247. *Орленок В.В.* Физика Земли, планет и звезд. – Калининград: Изд-во Калинингр. ун-та, 1991. – 176 с.
248. Основы геоэкологии / под ред. В.Г. Морачевского. – СПб: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1994. – 351 с.
249. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М., 2008. – Т. I. Изменения климата. – 227 с.
250. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М., 2008. – Т. II. Последствия изменений климата. – 288 с.
251. *Панин Г.Н., Выручалкина Т.Ю., Соломонова И.В.* Анализ климатических тенденций в высоких широтах Северного полушария // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2008. – № 6. – С. 31–41.
252. *Переведенцев Ю.П., Белов П.Н.* Теория общей циркуляции атмосферы и климата. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1987. – 108 с.
253. *Переведенцев Ю.П., Исмагилов Н.В., Шанталинский К.М.* Центры действия атмосферы и их взаимосвязь с макроциркуляционными процессами Северного полушария // Метеорология и гидрология. – 1994. – № 3. – С. 43–51.

254. *Переведенцев Ю.П.* Климат, энергия и экология. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1996. – 141 с.
255. *Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Исмагилов Н.В.* Долгопериодная изменчивость зональной циркуляции в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 12. – С. 19–29.
256. *Переведенцев Ю.П.* Глобальные изменения окружающей среды и климата: учеб. пособие. – Казань: УНИПРЕСС, 1998. – 63 с.
257. *Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Исмагилов Н.В.* Структура и взаимосвязи зимних макроциркуляционных процессов в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 5. – С. 25–35.
258. *Переведенцев Ю.П., Шанталинский К.М., Исмагилов Н.В.* Некоторые особенности атмосферной циркуляции Северного полушария и взаимосвязь между слоями. – Казань: Магариф, 1999. – 63 с.
259. *Переведенцев Ю.П., Верецагин М.А., Шанталинский К.М. и др.* Современные глобальные и региональные изменения окружающей среды и климата. – Казань: УНИПРЕСС, 1999. – 96 с.
260. *Переведенцев Ю.П., Исмагилов Н.В., Шанталинский К.М.* Сезонные перестройки циркуляции в средней стратосфере // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 6. – С. 18–27.
261. *Переведенцев Ю.П.* Метеорология в Казанском университете: становление, развитие, основные достижения. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2001. – 128 с.
262. *Переведенцев Ю.П., Верецагин М.А., Наумов Э.П. и др.* Многолетние колебания основных показателей гидрометеорологического режима Волжского бассейна // Метеорология и гидрология. – 2001. – № 10. – С. 16–23.
263. *Переведенцев Ю.П., Верецагин М.А., Шанталинский К.М. и др.* Потепление климата земли в XIX–XX столетиях и его проявления на территории Европы // Проблемы и перспективы географических исследований. – Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. – С. 89–96.
264. *Переведенцев Ю.П., Матвеев Ю.Л., Тудрий В.Д.* Основы экологии атмосферы. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2001. – 60 с.
265. *Переведенцев Ю.П., Верецагин М.А., Наумов Э.П. и др.* Особенности проявления современного потепления климата в тропосфере Атлантико-европейского региона // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 2. – С. 38–47.
266. *Переведенцев Ю.П.* Теория климата. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2004. – 318 с.

267. *Переведенцев Ю.П., Верецагин М.А., Наумов Э.П. и др.* Региональные проявления современного потепления климата в тропостратосфере Северного полушария // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2005. – № 6. – С. 6–16.
268. *Переведенцев Ю.П., Верецагин М.А., Наумов Э.П. и др.* Динамика региональных климатических аномалий в тропосфере Северного полушария за последние десятилетия // Международ. конф. по проблемам гидромет. безопасности «Прогнозирование и адаптация общества к экстремальным климатическим изменениям»: пленарные доклады. – М., 2007. – С. 208–220.
269. *Петросянц М.А., Семенов Е.К., Гущина Д.Ю. и др.* Циркуляция атмосферы в тропиках: климат и изменчивость. – М., МАКС Пресс, 2005. – 670 с.
270. *Погосян Х.П.* Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 394 с.
271. *Подрезов О.А.* Климатология. – Бишкек: Кыргызско-Российский славянский университет, 2000. – Ч. I. Энергетические и циркуляционные факторы формирования климата. – 120 с.
272. *Поляк И.И.* Методы анализа случайных процессов и полей в климатологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 255 с.
273. *Попова В.В., Шмакин А.Б.* Влияние северо-атлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 5. – С. 62–74
274. Предстоящие изменения климата / под ред. М.И. Будыко, М.С. Маккракена. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 272 с.
275. *Ранькова Э.Я.* Климатическая изменчивость и изменения климата за период инструментальных наблюдений. – М.: Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2005. – 67 с.
276. *Рубинштейн К.Г., Гинзбург А.С.* Оценка изменения температуры воздуха и количества осадков в крупных городах (на примере Москвы и Нью-Йорка) // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 2. – С. 29–38.
277. *Рудева И.А.* Жизненный цикл атмосферных внетропических циклонов Северного полушария и его связь с процессами взаимодействия океана и атмосферы: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. – Москва, 2008. – 31 с.
278. *Савиных В.П., Крапивин В.Ф., Потапов И.И.* Информационные технологии в системах экологического мониторинга. – М.: Геодезкарт, 2007. – 392 с.
279. *Сеидов Д.Г.* Синергетика океанских процессов. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 287 с.
280. *Семенов Е.К., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н.* Синоптические аспекты формирования экваториальной зоны западных ветров над Тихим океаном в период экстремального Эль-Ниньо 1997–1998 гг. // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 3. – С. 17–30.

281. *Сидоренков Н.С., Свиренко П.Н.* К вопросу о многолетних колебаниях атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. – 1983. – № 11. – С. 20–25.
282. *Сидоренков Н.С.* Физика неустойчивостей вращения Земли. – М.: Наука, 2002. – 384 с.
283. *Сидоренков Н.С., Орлов И.А.* Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата // Метеорология и гидрология. – 2008. – № 9. – С. 22–29.
284. *Сиротенко О.Д.* Усовершенствованная методика расчета оценок климатообусловленного риска для сельского хозяйства с учетом текущих изменений климата // Климатические ресурсы и методы их представления для прикладных целей. – СПб.: Гидрометеиздат, 2005. – С. 131–145.
285. Современные проблемы экологической метеорологии и климатологии: сборник, посвященный 85-летию академика Михаила Ивановича Будыко (1920–2001). – СПб.: Наука, 2005. – 247 с.
286. *Сорохтин О.Г.* Бактериальная природа оледенений Земли // Вестник РАН. – 2005. – Т. 75, № 12. – С. 1107–1122.
287. *Сорохтин О.Г.* Эволюция климата Земли и происхождение ледниковых эпох // Вестник РАН. – 2006. – Т. 75, № 8. – С. 699–706.
288. *Сорохтин О.Г.* Жизнь Земли. – М.: Ижевск, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2007. – 452 с.
289. *Скляр Ю.А., Бричков Ю.И., Семенова Н.В.* Радиационный баланс Земли. Введение в проблему. – Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2009. – 186 с.
290. *Слепцов-Шевлевич Б.А.* О ротационном механизме солнечно-земных связей // ДАН. – 1998. – Т. 361, № 1. – С. 109–112.
291. *Смышляев С.П., Галин В.Я., Володин Е.М.* Модельное исследование межгодовой изменчивости содержания атмосферного озона в средних широтах // Изв. РАН, ФАО. – 2004. – Т. 40, № 2. – С. 210–221.
292. *Сонечкин Д.М.* Стохастичность в моделях общей циркуляции атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 278 с.
293. *Сонечкин Д.М., Даценко Н.М., Иващенко Н.Н.* Оценка тренда глобального потепления с помощью вейвлетного анализа // Изв. РАН, ФАО. – 1997. – Т. 33, № 2. – С. 184–194.
294. *Степанов В.Н.* Мировой океан. – М.: Знание, 1974. – 254 с.
295. *Столытина Н.В.* Сезонные изменения интенсивности циркуляции в стратосфере Северного полушария. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 78 с.
296. *Сун В., Балюнас С., Демирчан К.С. и др.* Влияние антропогенных выбросов CO₂ на климат: нерешенные проблемы // Изв. РГО. – 2001. – Вып. 2. – С. 1–19.

297. *Сунн В., Яскеля С.* Минимум Маундера и переменные солнечно-земные связи. – М. – Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2008. – 336 с.
298. *Тарасенко Д.А.* Структура и циркуляция стратосферы и мезосферы Северного полушария. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 287 с.
299. *Тарко А.М.* Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. – М.: Физматлит, 2005. – 231 с.
300. *Тимофеев-Ресовский Н.В.* Биосфера и человечество // Научные труды Обнинского отдела ГО СССР. – Обнинск, 1968. Сб. 1.4.1
301. *Токарев В.Г.* Об изменчивости и аномальности сравнений средней сезонной температуры воздуха в первую половину лета в Западной Сибири // Труды ЗапСибНИИ Госкомгидромета. – 1983. – Вып. 59. – С. 20–26.
302. *Трапезников Ю.А., Борзенкова И.И., Виноградова О.М.* Климат Санкт-Петербурга: прошлое, настоящее... // Изв. РАН. – Сер.: Геогр. – 2003. – № 1. – С. 101–105.
303. *Турков Д.В.* Воспроизведение типов климата с помощью модели общей циркуляции атмосферы // Изв. АН. – Сер.: Геогр. – 2001. – № 1. – С. 15–24.
304. *Угрюмов А.Н.* Квазидвухлетняя цикличность весенне-летней циркуляции атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1917. – 52 с.
305. *Фащук Д.Я.* Океан: история, география, природа. – М.: Академкнига, 2002. – 282 с.
306. *Физические основы теории климата и его моделирования.* – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 270 с.
307. *Флавин К.* Наследие Рио. Россия в окружающем мире. 1998: аналитический ежегодник / отв. ред. Н.Н. Марфенин. – М.: Изд-во МНЭ-ПУ, 1999. – С. 170–196.
308. *Фролов С.В., Федяков В.Е., Третьяков В.Ю. и др.* Новые данные об изменении толщины льда в арктическом бассейне // ДАН. – 2009. – Т. 425, № 1. – С. 104–108.
309. *Хан В.М., Стерин А.М., Рубинштейн К.Г.* Оценки трендов температуры в свободной атмосфере по данным реанализа и радиозондовым наблюдениям // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 12. – С. 5–18.
310. *Хмелевцов С.С.* Изучение климата при использовании энергобалансовых моделей. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 112 с.
311. *Холтон Дж. Р.* Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 224 с.
312. *Хргиан А.А.* Физика атмосферы. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 328 с.
313. *Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 528 с.

314. *Хуторский М.Д., Зволинский В.П., Рассказов А.А.* Мониторинг и прогнозирование геофизических процессов и природных катастроф. – М.: Изд-во Рос. ун-та дружбы народов, 1999. – 222 с.
315. *Чистякова Е.А., Миждиддорж Р., Намхай А.* О возможности прогноза летних условий погоды в Монголии с учетом крупномасштабной циркуляции атмосферы // Труды Гидрометцентра. – 1992. – Вып. 319. – С. 56–64.
316. *Шелутко В.А.* Численные методы в гидрологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 238 с.
317. *Шерстюков Б.Г.* Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. – 247 с.
318. *Школьник И.М., Мелешко В.П., Катцов В.М.* Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 6. – С. 5–18.
319. *Шмакин А.Б., Попова В.В.* Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века // Изв. РАН, ФАО. – 2006. – Т. 42, № 2. – С. 157–166.
320. *Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Соколов А.П. и др.* Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана // Труды ГГО. – 1997. – Вып. 544. – С. 3–123.
321. *Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Спорышев П.В. и др.* Глобальная модель общей циркуляции атмосферы ГГО: современное состояние // Труды ГГО. – 1999. – Вып. 547. – С. 15–36.
322. *Шнееров Б.Е., Мелешко В.П., Матюгин В.А.* Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-2) // Труды ГГО. – 2001. – Вып. 550. – С. 3–43.
323. *Шторм Р.* Теория вероятностей. Математическая статистика. Статистический контроль качества. – М.: Мир, 1970. – 368 с.
324. *Яглом А.М.* Корреляционная теория стационарных случайных функций. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 280 с.
325. *Янишин А.Л.* Каким образом меняется состав воздуха? // Вестник РАН. – 1997. – Т. 67, № 2. – С. 109–112.
326. *Boden T.A., Kanaciruk P. and Farrel M.P.* Trends' 90: Compendium of Data on Global Change. ORNL/CDIAC – 36. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory. Oak Ridge, Tennessee, USA, 1999.
327. *Boer G.J. and Yu B.* Climate sensitivity and climate state // Climate Dynamics. – 2003. – Vol. 21. – P. 167–176.
328. *Bony S. and Dufresne J.-L.* Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models // Geophys. Res. Lett. – 2005. – Vol. 32(20).

329. *Bos (Van den) A.* Alternative interpretation of maximum entropy spectral analysis // *IEEE Trans. Inform. Theory.* – 1971. – Vol. IT-17. – P. 493–494.
330. *Climate Change 2007 Mitigation: Contribution of WG 3 to the IV Assessment Report of the IPCC / Eds: B. Metz et al.* – Cambridge: Cambridge University Press, 2007. – 851 p.
331. *Climate change 2007. Synthesis Report. Summary for Policymakers.* – URL: <http://www.ipcc.ch>.
332. *Climate change 2007: The Physical science basis / Eds: S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al.* – Cambridge: New York: Cambridge University Press, 2007. – 996 p.
333. *Cubasch U., Meehl G.A., Boer G.J. et al.* Projections of future climate changes, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds: Houghton J.T., Ding Y. et al.* – Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 2001.
334. *Denman K. et al.* Coupling between changes in climate system and biogeochemistry // *Climate Change 2007.* – Cambridge University Press, 2007. – Ch. 7.
335. *Elguindi N. and Giorgi F.* Simulating future Caspian Sea level changes using regional climate model outputs // *Climate Dynamics.* – 2007. – V. 28. – P. 365–379.
336. *Forster P. et al.* Changes in atmospheric constituents and radiative forcing // *Climate Change 2007.* – Cambridge University Press, 2007. – Ch. 2.
337. *Fröhlich C., Andersen B. et al.* First results from VIRGO, the experiment for helioseismology and solar irradiance monitoring on SOHO // *Sol. Phys.* – 1997. – Vol. 170. – P. 1–25.
338. *Govindasamy B., Caldeira K.* Geoengineering Earth's radiation balance to mitigate CO₂ – induced climatic change // *Geoph. Res. Lett.* – 2000. – Vol. 14. – P. 2141–2144.
339. *Govindasamy B., Thompson S., Duffy P.B. et al.* Impact of geoengineering schemes on the terrestrial biosphere // *Geoph. Res. Lett.* – 2002. – Vol. 29 (22). – P. 2061.
340. *Gu O., Philander G.H.* Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century // *J. Climate.* – 1995. – Vol. 8. – № 4. – P. 864–876.
341. *Hansen J., Johnson D., Lacis A. et al.* Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide // *Science.* – 1981. – Vol. 213 (4511). – 95 p.
342. *Houghton J.T., Ding Y. et al.* *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* – Cambridge: Cambridge University Press, 2001. – 881 p.

343. *Jones P.D., New M., Parker D.E. et al.* Surface air temperature and its changes over the past 150 years // *Reviews of Geophysics.* – 1999. – Vol. 37. – P. 173–199.
344. *Krumbein W.S.* The sorting out of geological variables illustration by regression analysis of factors controlling beach firmness. I. *Sediment. Petrol.*, 1959. – P. 575–587.
345. *Lorenz E.N.* Available potential energy and the maintenance of the general circulation // *Tellus.* – 1955. – Vol. 7. – № 2. – P. 137–167.
346. *Manabe S., Bruan K.* Climate calculations with a combined ocean – atmosphere model // *J. Atm. Sci.* – 1996. – Vol. 26. – № 4. – P. 786–789.
347. *Nevison C. et al.* Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling // *Global Biogeochemical Cycles.* – 2005. – Vol. 18.
348. *Oort A.H.* On estimates of the atmospheric energy cycle // *Mon. Weather Rev.* – 1964. – Vol. 92. – № 11. – P. 483–493.
349. *Oort A.H., Pexxoto J.P.* The annual cycle of the energetics of the atmosphere on a planetary scale // *J. Geophys. Res.* – 1974. – Vol. 79. – № 18. – P. 2705–2719.
350. *Peixoto J.P., Oort A.H.* Physics of climate // *Rev. Modern Phys.* – 1984. – Vol. 56. – № 3. – P. 365–429.
351. *Pollack J.B. and Yung V.L.* Origin and evolution of planetary atmospheres // *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* – 1980. – № 8. – P. 425–487.
352. *Randall D.A., Wood R. A., Bony S. et al.* Climate Models and Their Evaluation // *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds: S. Solomon, D. Qin. et al. – Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007.
353. *Rasch P.J., Crutzen P.J., Coleman D.B.* Exploring the geoengineering of climate using stratospheric sulfare aerosols: the role of particle size // *Geoph. Res. Lett.* – 2008. – Vol. 35.
354. *Reed R.J.* A tentative model of the 26-month oscillation in tropical latitudes // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 1964. – Vol. 90. – P. 441–466.
355. *Saltzman B.* Climatic systems analysis // *Adv. in Geophys.* – 1983. – Vol. 25. – P. 173–233.
356. *Schubert G. et al.* Dynamikas, winds, circulation and turbulence in the atmosphere of Venus // *Space Sci. Revs.* – 1977. – Vol. 20. – № 4. – P. 357–388.
357. *Soden B.J. and Held I.M.* An assessment of climate feedbacks in coupled ocean–atmosphere models // *J. Climate.* – 2006. – Vol. 19 (14). – P. 3354–3360.

358. *Wallace J.M., Zhang J., Bajuk L.* Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature // *J. Climate.* – 1996. – Vol. 9. – № 2. – P. 249–259.

359. *Wallace L.M.* Interannual variability of the wintertime polar vortex in the Northern Hemisphere middle stratosphere // *J. Met. Soc. Jap.* – 1982. – Vol. 60. – P. 149–155.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1

В Приложении представлены результаты объективного районирования территории Северного полушария с учетом региональных особенностей изменения климатических характеристик. Алгоритм объективной классификации полей по данным о среднемесячных значениях температуры воздуха в узлах географической сетки ($2,5 \times 2,5^\circ$) за 1948–2008 гг. был разработан доцентом К.М. Шанталинским, который выполнил и все необходимые расчеты.

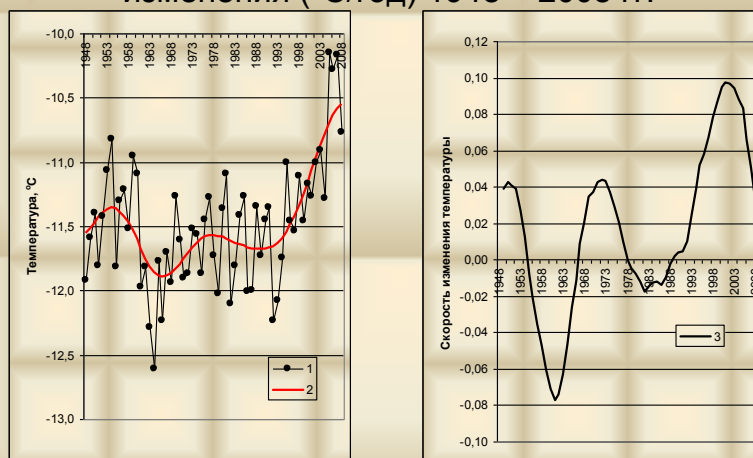
В качестве критерия сходства использовался показатель аналогичности ξ , формула для которого приведена в главе 4. Величина ξ изменяется в пределах от -1 до 2. При $\xi = 2$ имеет место полная аналогия рассматриваемых полей, при $\xi = -1$ – полная контраналогия. На практике считалось, что степень аналогичности достаточно высокая при $Ksi > 1$ и при $\cos \Phi \geq 0,7$ (величина 2 члена в исходной формуле).

В результате на поверхности AT_{500} было выделено 93 однотипных района различной площади, относящихся к трем широтным зонам (полярной, умеренной и тропической). Затем в каждой из широтных зон производилось ранжирование выделенных районов по степени близости происходящих в них процессов с процессами во всей широтной зоне (столбчатая диаграмма с номерами регионов). Например, район 1 более идентичен всей полярной зоне ($\xi=1,3$), а район 13, наоборот, ведет себя автономно ($\xi < 0,5$). На приведенной схеме можно определить также местоположение районов.

В таблицах под рисунками со сглаженным многолетним ходом температур в той или иной широтной зоне (или регионе) даны сведения о продолжительности периода с ростом или понижением температуры в годах, величине изменения температуре в $^\circ\text{C}$ и скорости ее изменения (интенсивность) в $^\circ\text{C}/\text{год}$.

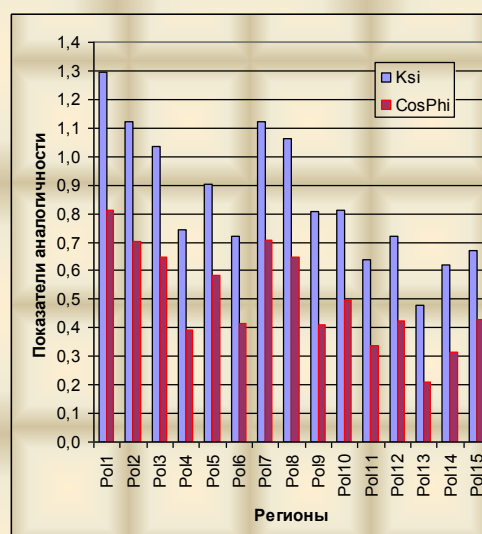
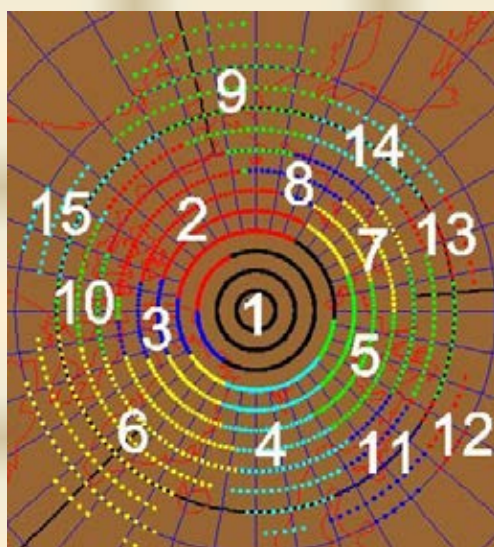
Представленные здесь результаты впервые были доложены Ю.П. Переведенцевым и К.М. Шанталинским на Всероссийской конференции в МГУ (ноябрь 2009 г.), посвященной памяти профессора М.А. Петросянца.

Многолетний ход средней годовой температуры полярной зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.

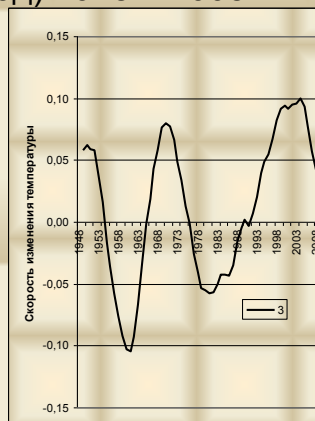
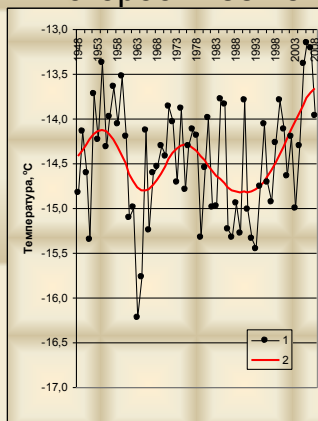


Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Повышение	1948	1954	6	0,20	0,03
Понижение	1954	1966	12	-0,54	-0,05
Повышение	1966	1977	11	0,33	0,03
Понижение	1977	1988	11	-0,11	-0,01
Повышение	1988	2008	20	1,13	0,06

Регионы полярной зоны Северного полушария, аналогичные по характеру изменения температуры на поверхности 850 гПа и степень аналогичности полей интенсивности ее изменения для всей полярной зоны и отдельных ее регионов.

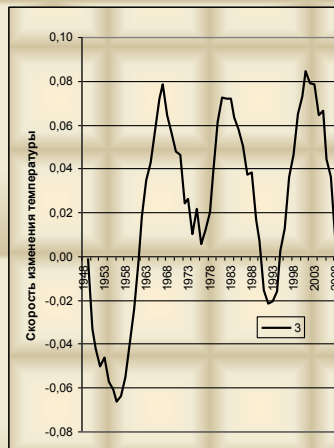
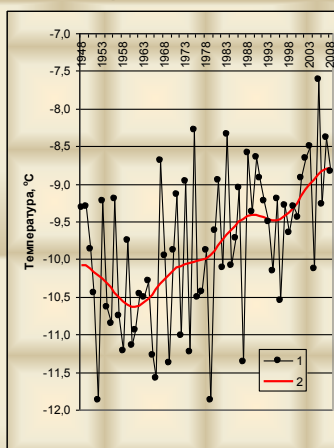


Многолетний ход средней годовой температуры в 1 регионе полярной зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.



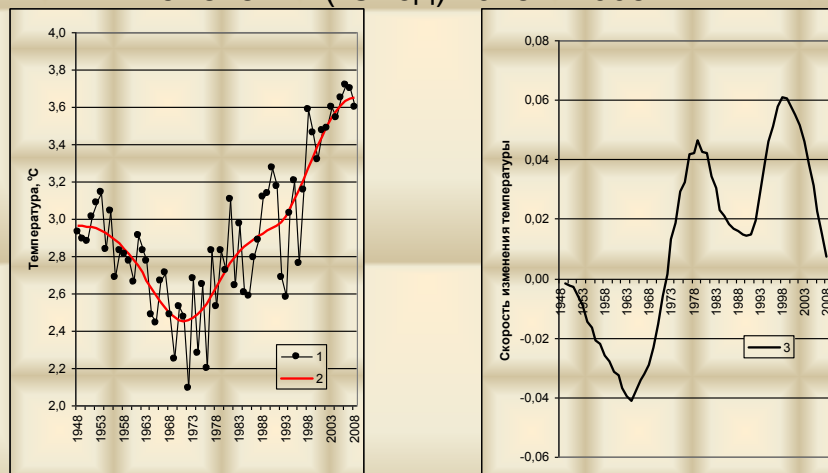
Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Повышение	1948	1954	6	0,29	0,05
Понижение	1954	1965	11	-0,68	-0,06
Повышение	1965	1975	10	0,51	0,05
Понижение	1975	1989	14	-0,53	-0,04
Повышение	1989	1990	1	0,00	0,00
Понижение	1990	1991	1	0,00	0,00
Повышение	1991	2008	17	1,15	0,07

Многолетний ход средней годовой температуры в 13 регионе полярной зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.



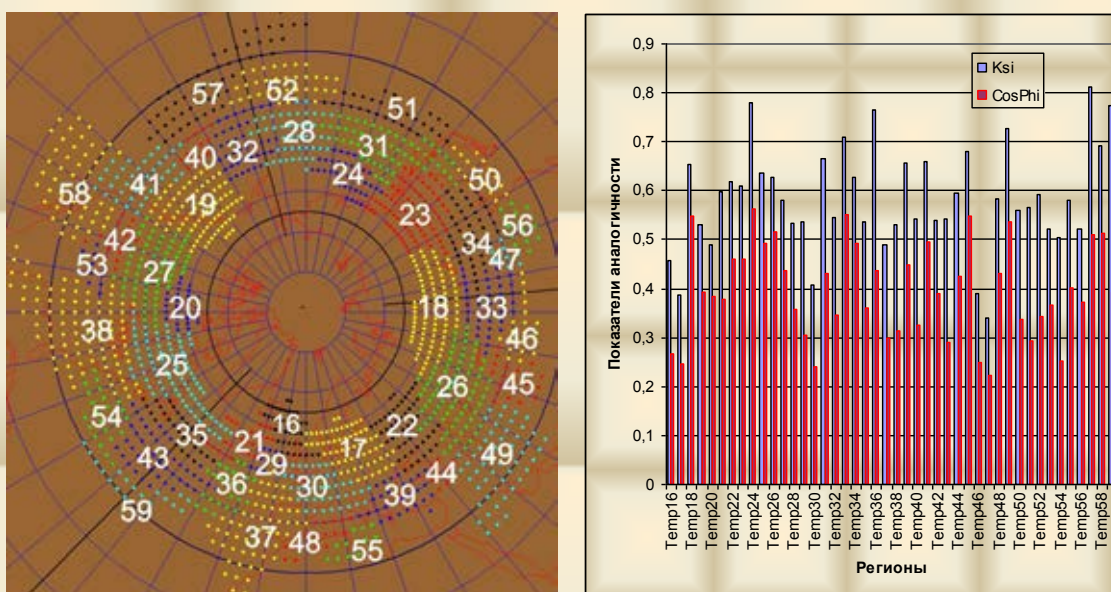
Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Понижение	1948	1961	13	-0,54	-0,04
Повышение	1961	1990	29	1,22	0,04
Понижение	1990	1994	4	-0,07	-0,02
Повышение	1994	2008	14	0,69	0,05

Многолетний ход средней годовой температуры умеренной зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.

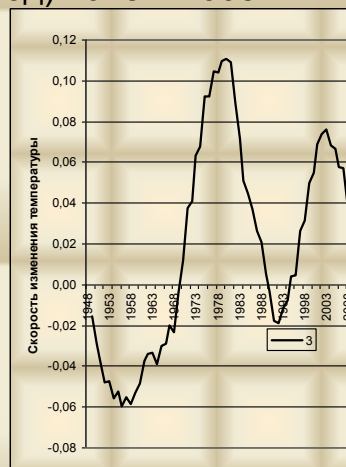
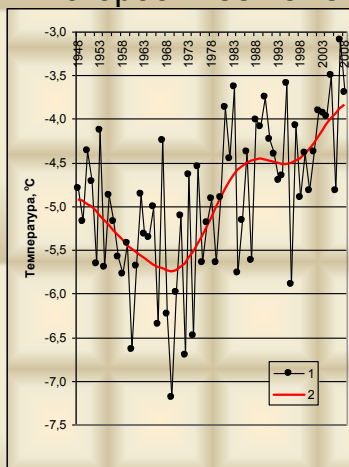


Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Понижение	1948	1971	23	-0,51	-0,02
Повышение	1971	2008	37	1,20	0,03

Регионы умеренной зоны Северного полушария, аналогичные по характеру изменения температуры на поверхности 850 гПа и степень аналогичности полей интенсивности ее изменения для всей умеренной зоны и отдельных ее регионов.

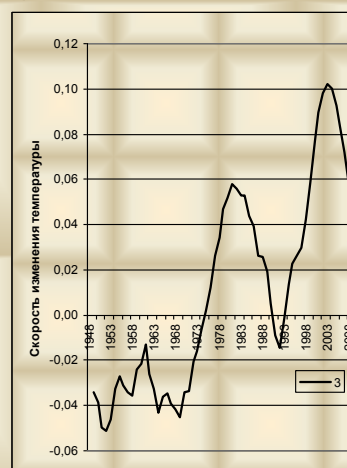
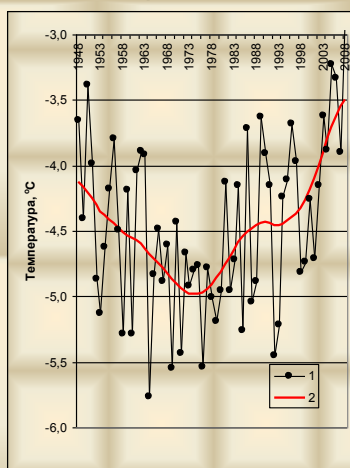


Многолетний ход средней годовой температуры в 18 регионе умеренной зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.



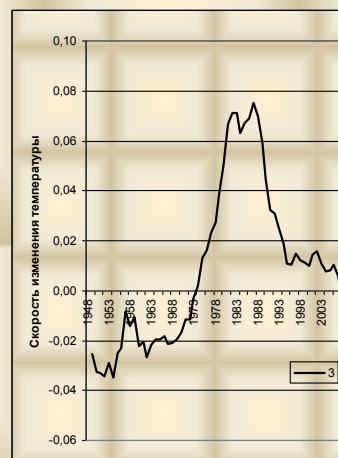
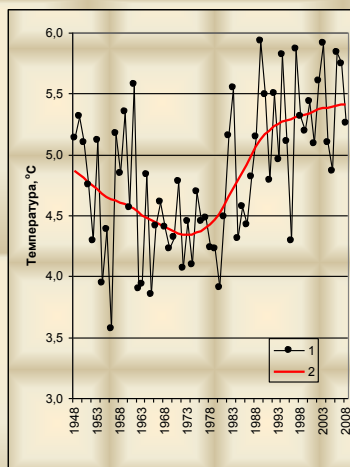
Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Понижение	1948	1969	21	-0,82	-0,04
Повышение	1969	1989	20	1,29	0,06
Понижение	1989	1994	5	-0,06	-0,01
Повышение	1994	2008	14	0,67	0,05

Многолетний ход средней годовой температуры в 24 регионе умеренной зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.



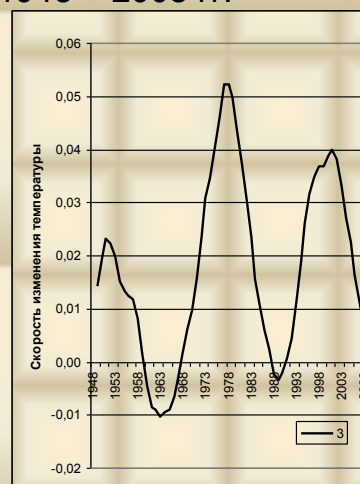
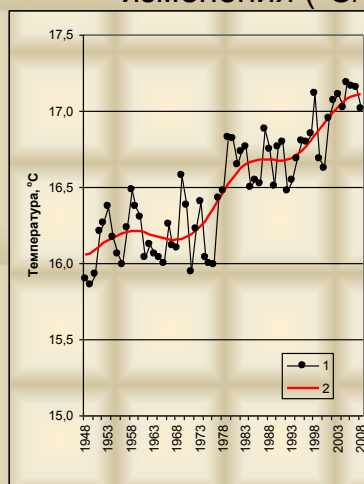
Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Понижение	1948	1974	26	-0,85	-0,03
Повышение	1974	1990	16	0,55	0,03
Понижение	1990	1993	3	-0,03	-0,01
Повышение	1993	2008	15	0,96	0,06

Многолетний ход средней годовой температуры в 30 регионе умеренной зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.



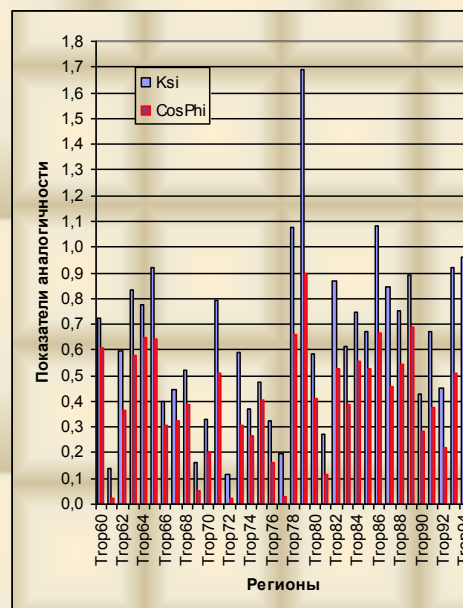
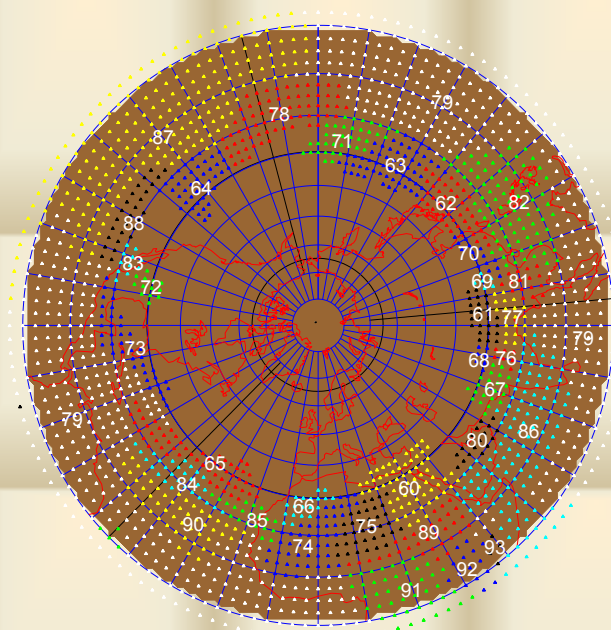
Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Понижение	1948	1973	25	-0,53	-0,02
Повышение	1973	2008	35	1,06	0,03

Многолетний ход средней годовой температуры тропической зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.

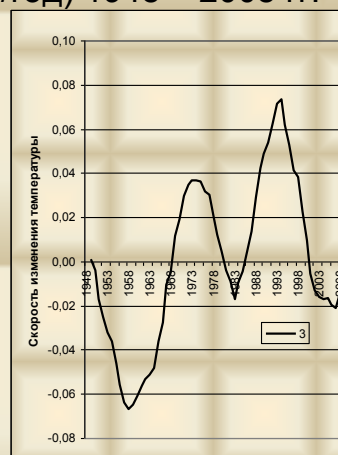
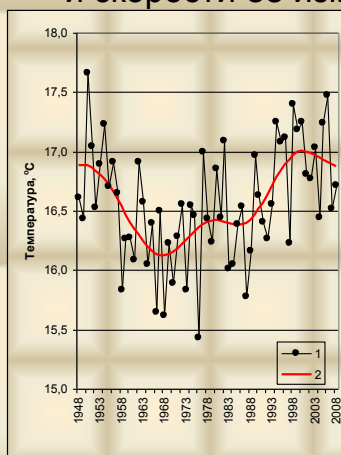


Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Повышение	1948	1959	11	0,16	0,01
Понижение	1959	1967	8	-0,06	-0,01
Повышение	1967	1987	20	0,53	0,03
Понижение	1987	1990	3	-0,01	0,00
Повышение	1990	2008	18	0,43	0,02

Регионы тропической зоны Северного полушария, аналогичные по характеру изменения температуры на поверхности 850 гПа и степень аналогичности полей интенсивности ее изменения для всей тропической зоны и отдельных ее регионов

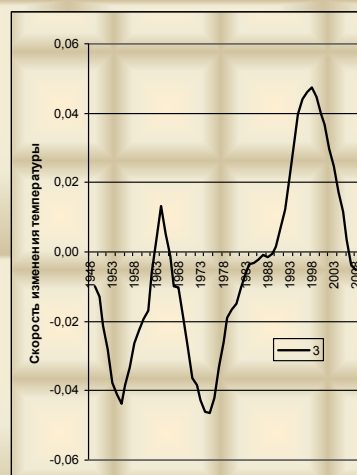
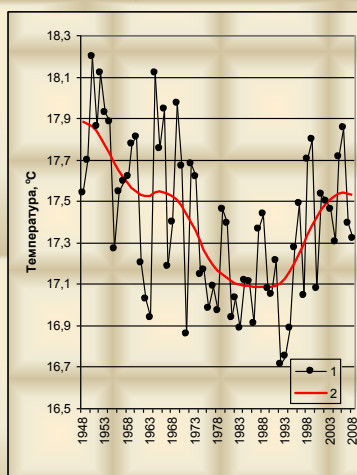


Многолетний ход средней годовой температуры в 72 регионе тропической зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) 1948 – 2008 гг.



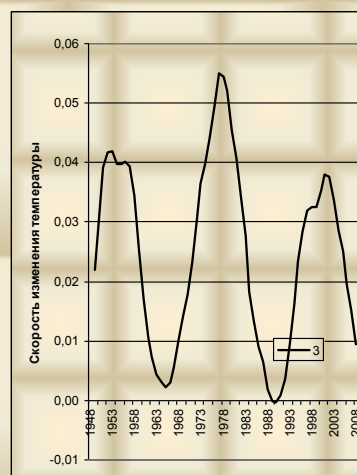
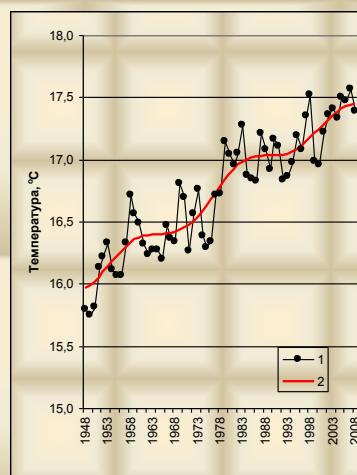
Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Повышение	1948	1949	1	0,00	0,00
Понижение	1949	1968	19	-0,76	-0,04
Повышение	1968	1980	12	0,30	0,03
Понижение	1980	1985	5	-0,04	-0,01
Повышение	1985	2000	15	0,62	0,04
Понижение	2000	2008	8	-0,12	-0,02

Многолетний ход средней годовой температуры в 77 регионе тропической зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.



Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Понижение	1948	1962	14	-0,36	-0,03
Повышение	1962	1965	3	0,02	0,01
Понижение	1965	1989	24	-0,46	-0,02
Повышение	1989	2006	17	0,46	0,03
Понижение	2006	2008	2	-0,01	-0,00

Многолетний ход средней годовой температуры в 79 регионе тропической зоны Северного полушария на поверхности 850 гПа и скорости ее изменения (°C/год) 1948 – 2008 гг.



Динамика	Начало	Конец	Продолжительность	Величина	Интенсивность
Повышение	1948	1988	40	1,07	0,03
Понижение	1988	1990	2	-0,00	-0,00
Повышение	1990	2008	18	0,42	0,02

Математическая модель климата ИВМ РАН

Володин Е.М.

Институт вычислительной математики РАН

E-mail: volodin@inm.ras.ru

Модель климата включает модели атмосферы и океана.

Атмосфера: разрешение по горизонтали 5x4, 2x1.5 или 1.25x1 градус по долготе и широте. По вертикали 21 уровень (верхняя граница на 30 км) или 39 уровней (до 90 км), или 80 уровней (до 90 км). Шаг по времени 3–12 минут.

Модель включает решение уравнений конечно-разностным методом, параметризации радиации, конвекции, гравитационно-волнового сопротивления, процессов на поверхности суши и в почве.

Океан: разрешение 1x0.5 градусов по долготе и широте и 40 уровней по вертикали. Шаг по времени 2 часа. Уравнения решаются конечно-разностным методом на сетке с полюсами, сдвинутыми вне расчетной области. Модель включает динамику и термодинамику морского льда.

Обмен между атмосферой и океаном на каждом шаге модели океана без коррекции потоков, включая сток воды с материков.

Модель может включать блок химии: рассчитываются концентрации 76 малых газовых составляющих, в том числе 28 долгоживущих. Учитывается около 150 химических реакций.

Модель может включать блок эволюции углерода растений, почвы, океана, атмосферы

Модель может включать блок эволюции метана: поток из болот и окисление в атмосфере.

Модель адаптирована к параллельным компьютерам. Атмосферный блок использует средства MPI, а океан – OPENMP.

При разрешении 2x1.5x21 в атмосфере за сутки модель считает на 6 лет.

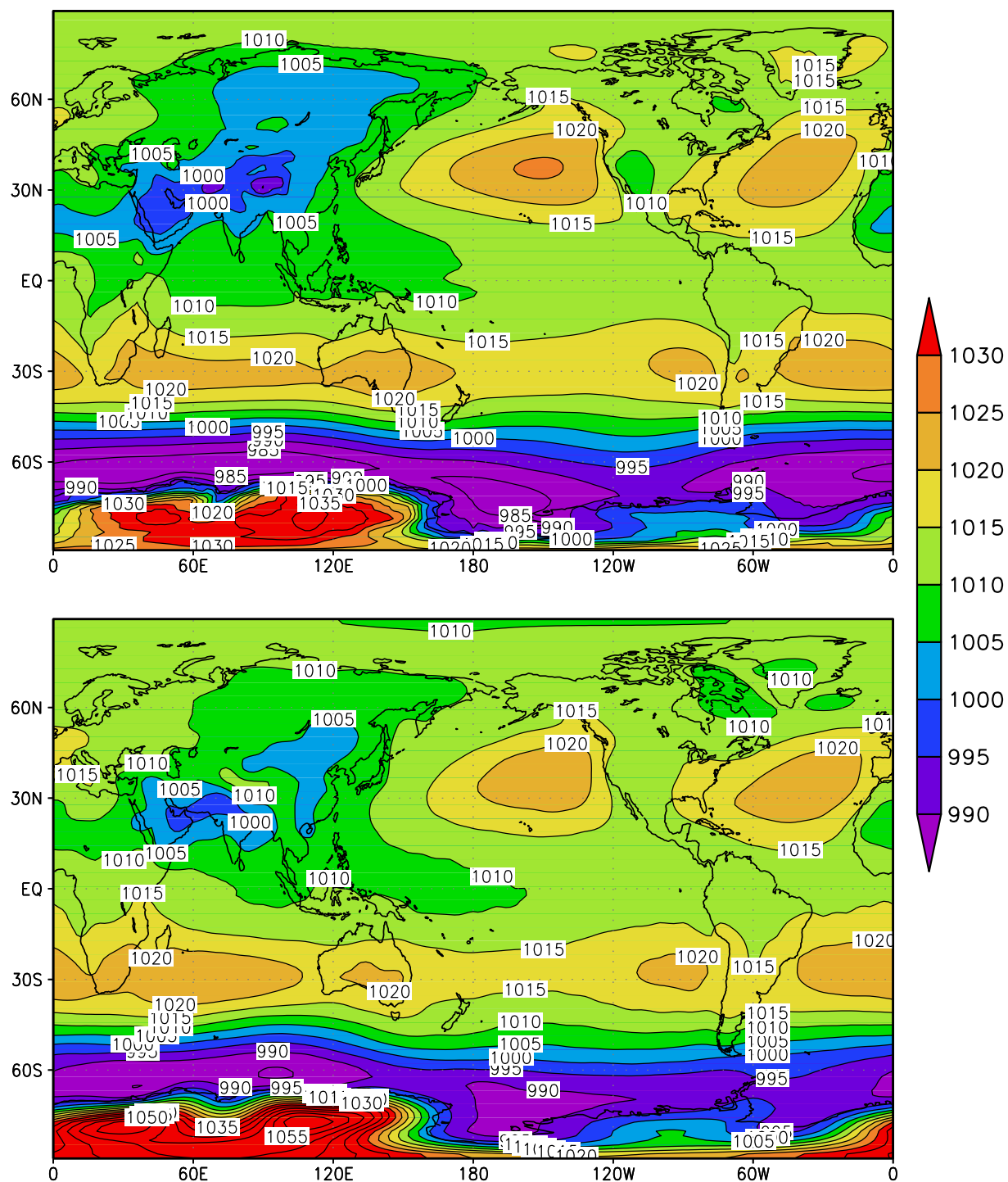


Рис. 2. Давление в июне–августе по данным модели (вверху) и реанализа NCEP (внизу)

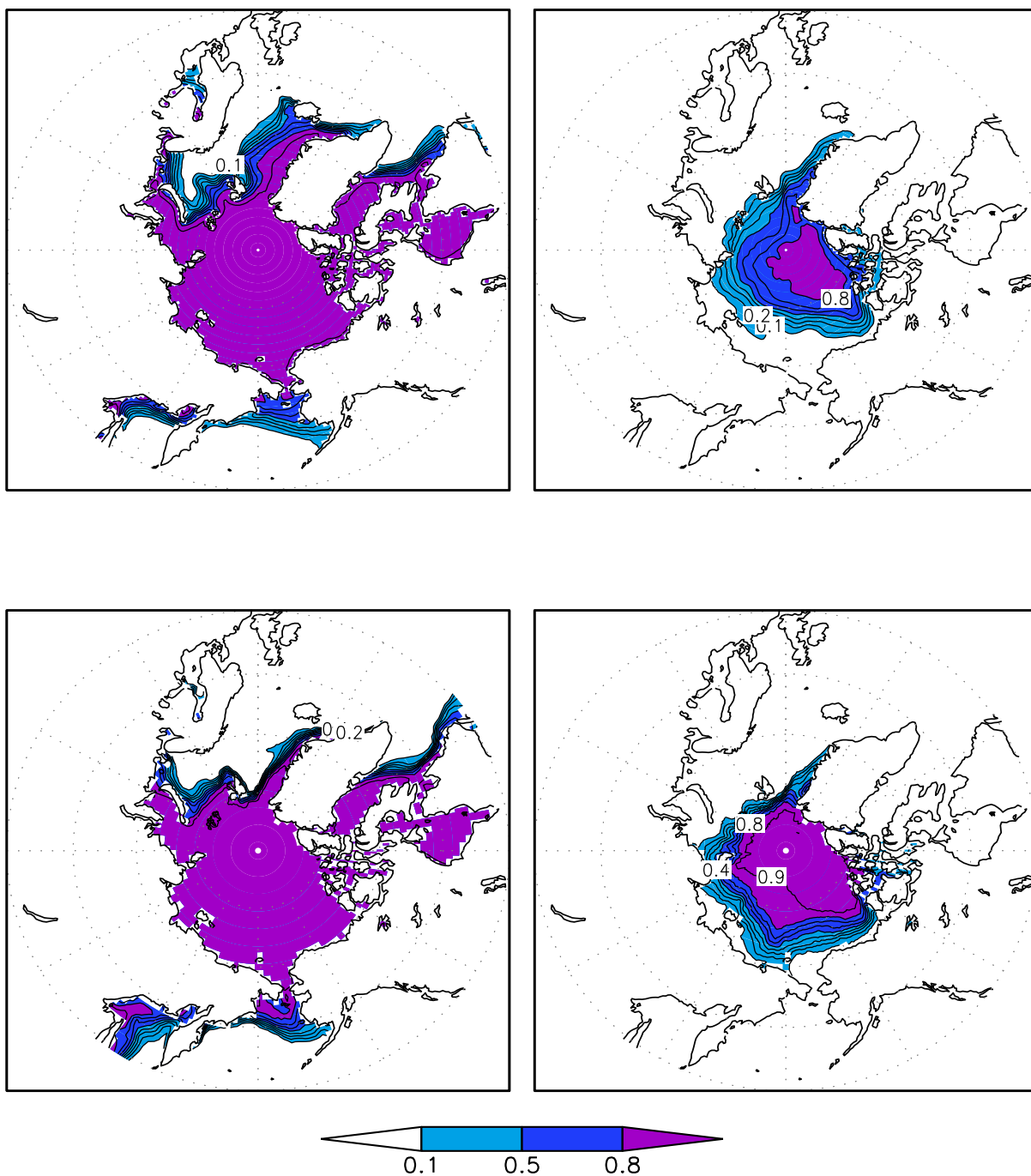


Рис. 3. Площадь морского льда в марте (слева) и сентябре (справа) по данным модели (вверху) и наблюдений (внизу)

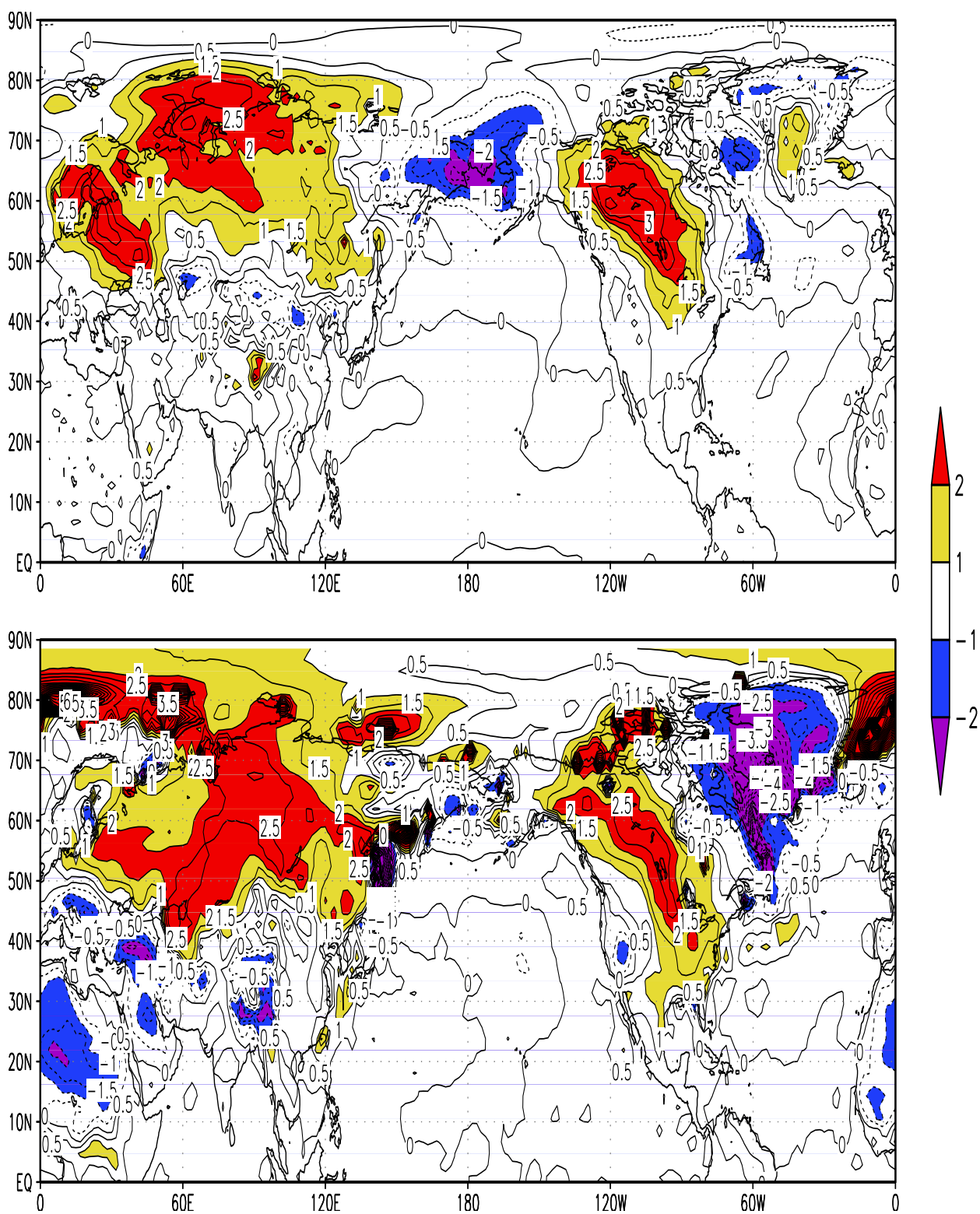


Рис. 4. Температура воздуха у поверхности в январе–феврале 1981–2000 минус 1961–1980 по данным модели (вверху) и реанализа NCEP (внизу)

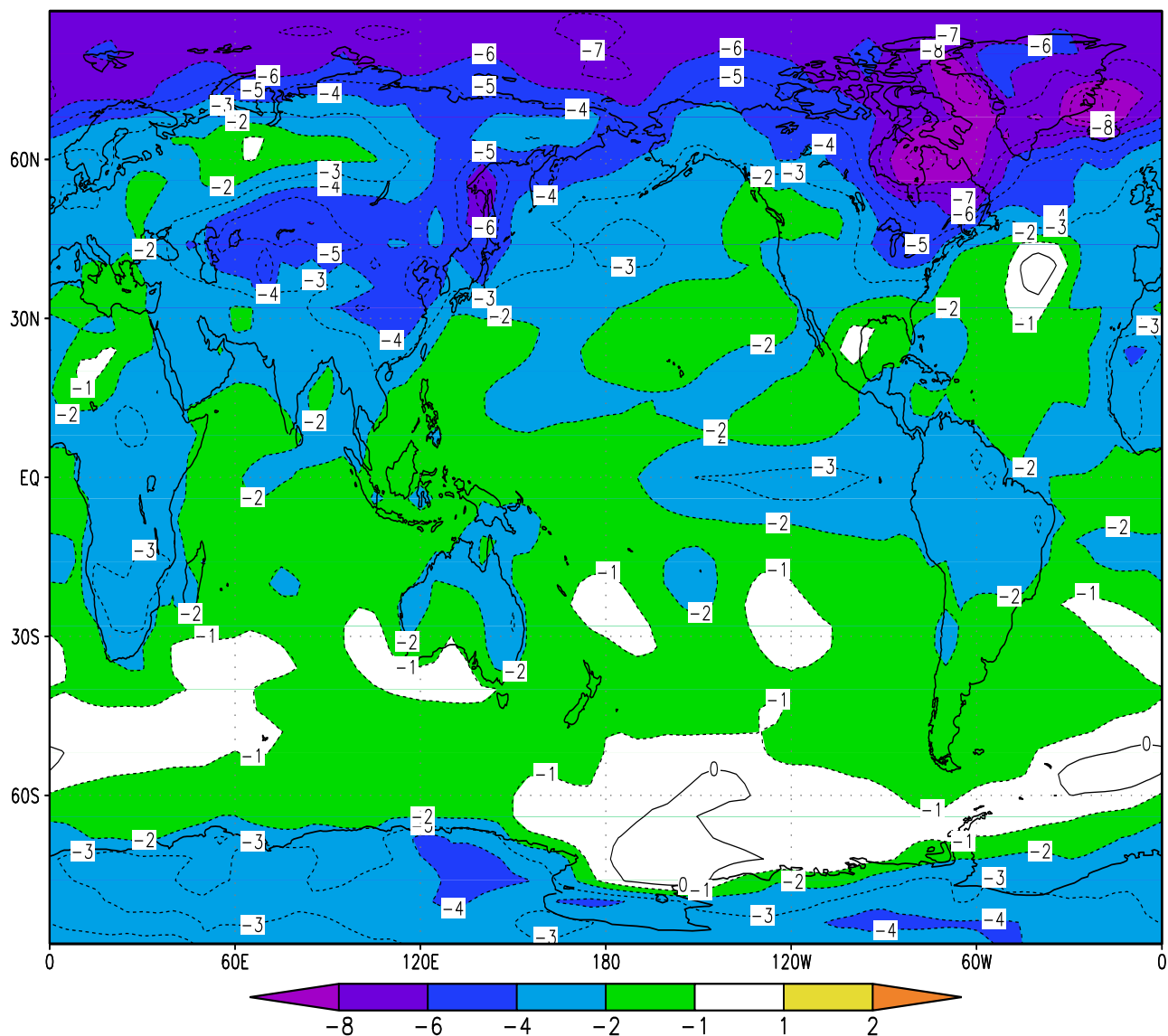


Рис. 5. Изменение приземной температуры в ноябре–марте вследствие эмиссии серосодержащих веществ в стратосфере

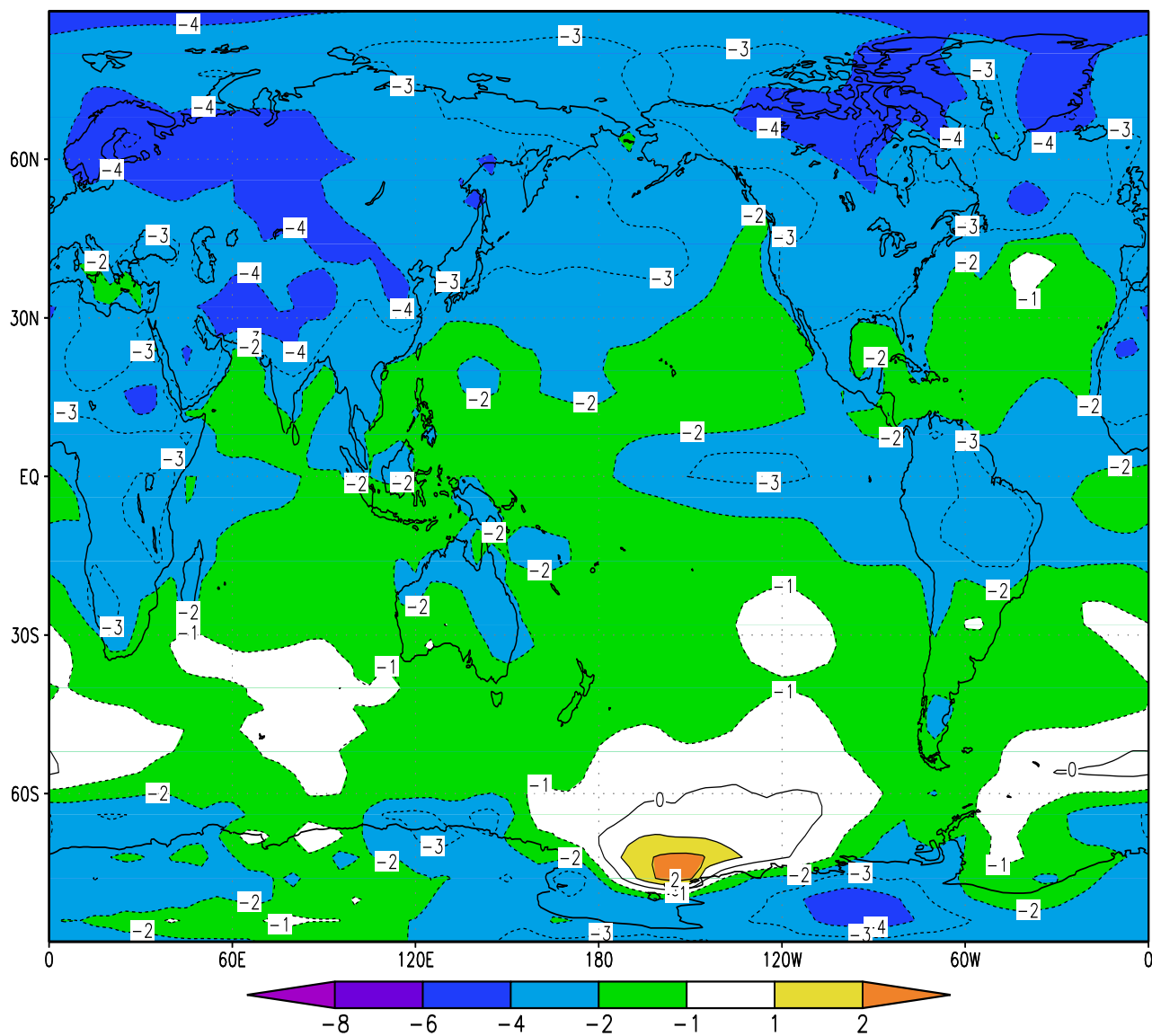


Рис. 6. Изменение приземной температуры в апреле–октябре вследствие эмиссии серосодержащих веществ в стратосфере

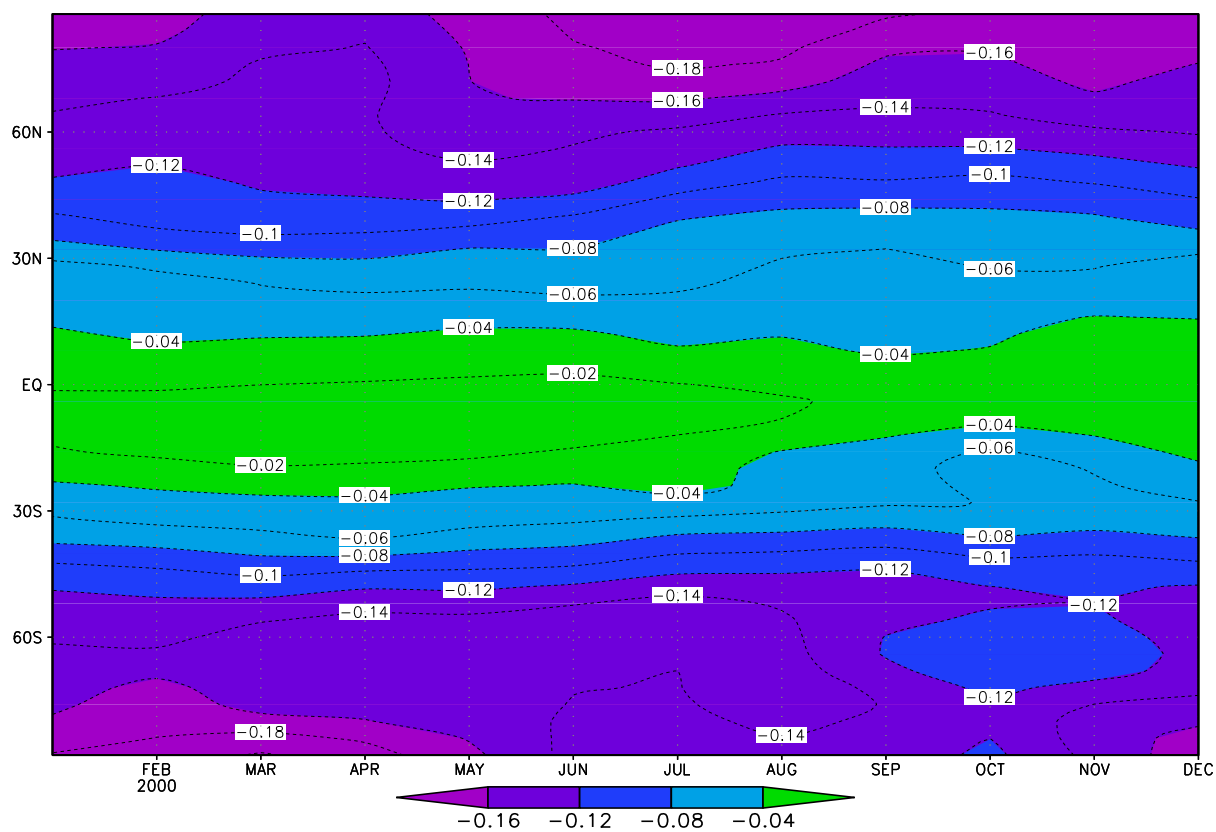


Рис. 7. Уменьшение общего содержания озона на различных широтах в различные месяцы

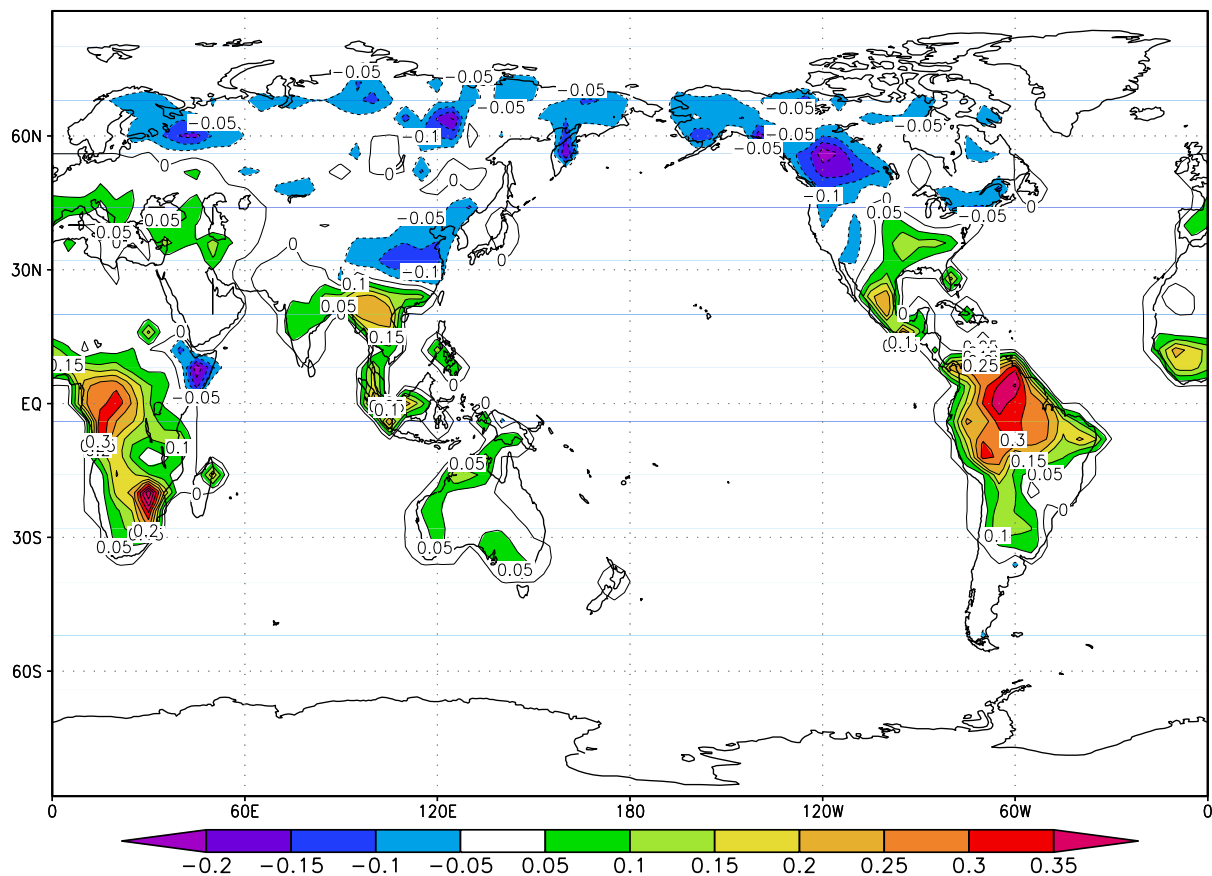


Рис. 8. Изменение первичной продукции растений

ВАЛИДАЦИЯ И ОЦЕНКА ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ИФА РАН С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БЛОКА ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНА

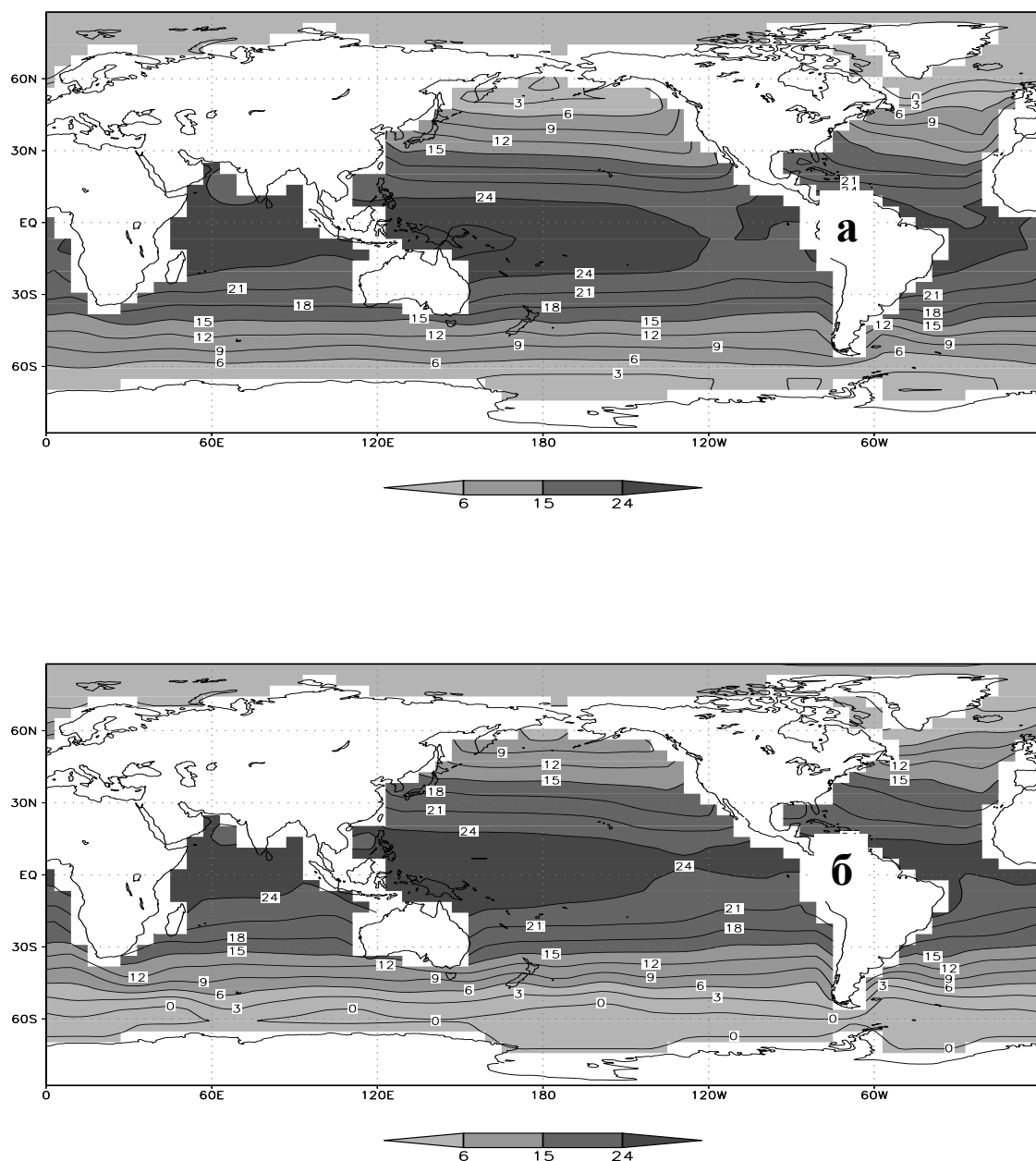


Рис. 1а. Температура поверхности океана (°C) в новой версии
КМ ИФА РАН (а – январская, б – июльская)

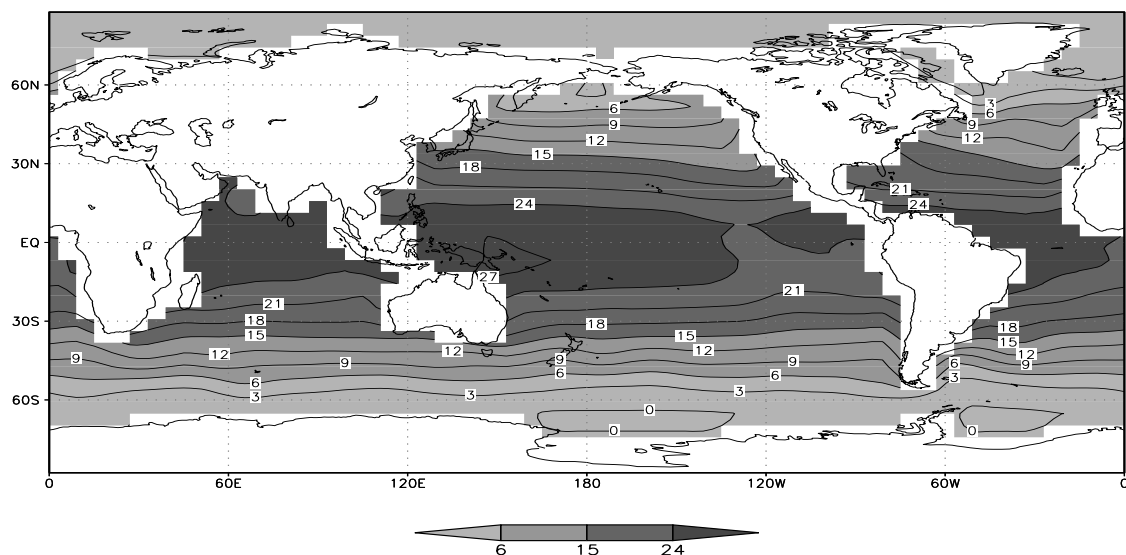


Рис. 1б. Среднегодовая температура поверхности океана (°C)
в новой версии КМ ИФА РАН

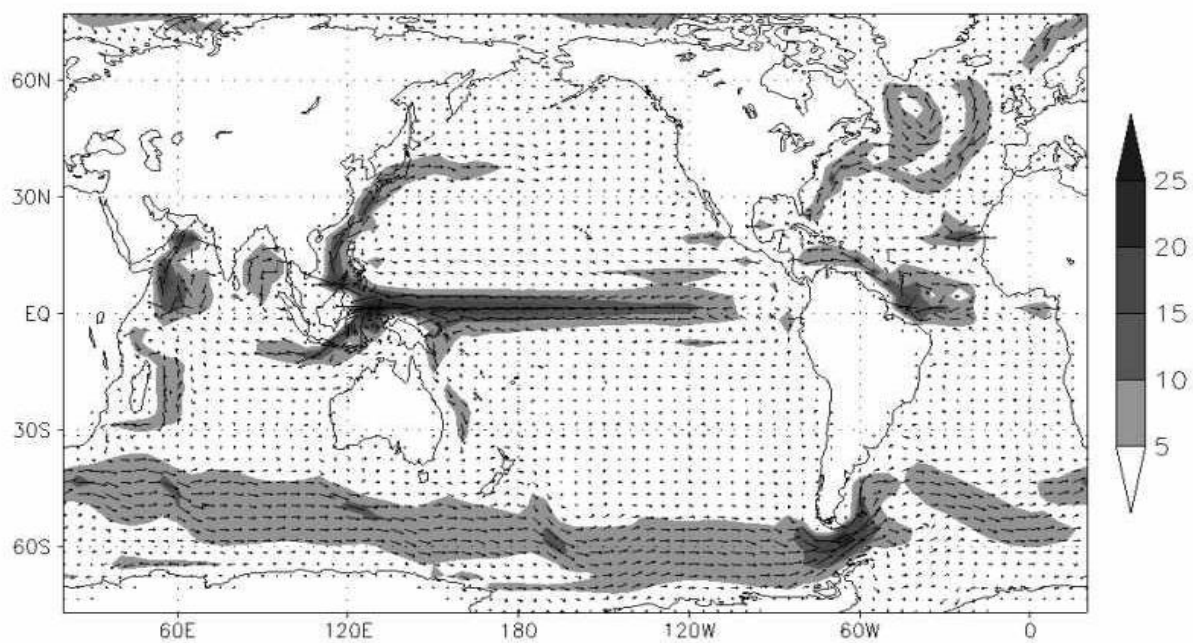
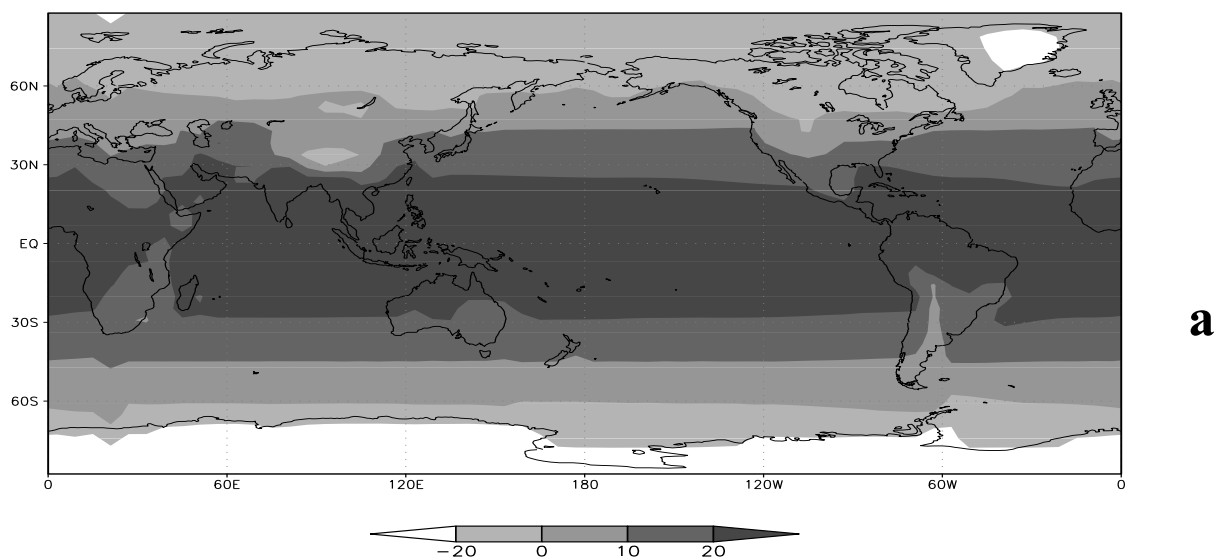
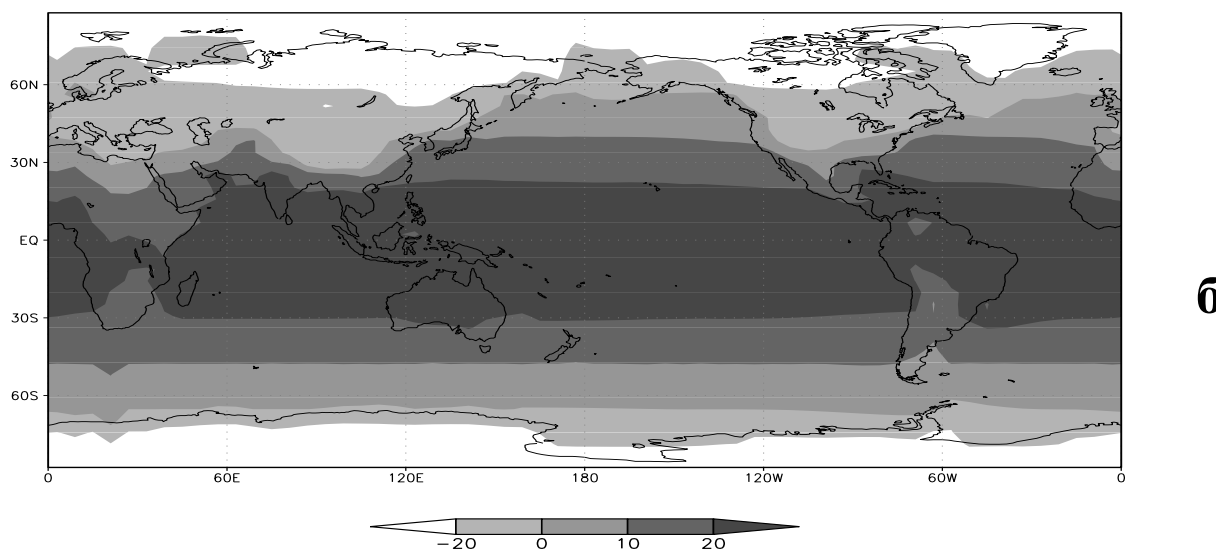


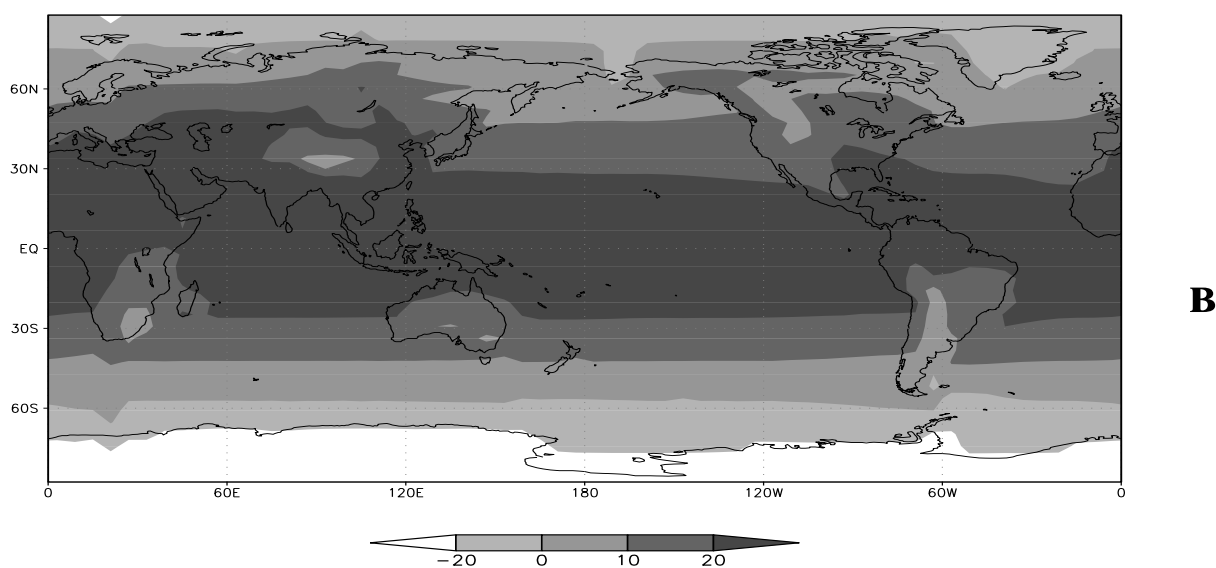
Рис. 2. Среднегодовые горизонтальные скорости в океане на горизонте
50 м за последний год численного эксперимента по воспроизведению
современного климата. Масштаб стрелок в см/с показан под рисунком.
Области со скоростями более 5 см/с выделены со шкалой градаций справа



а

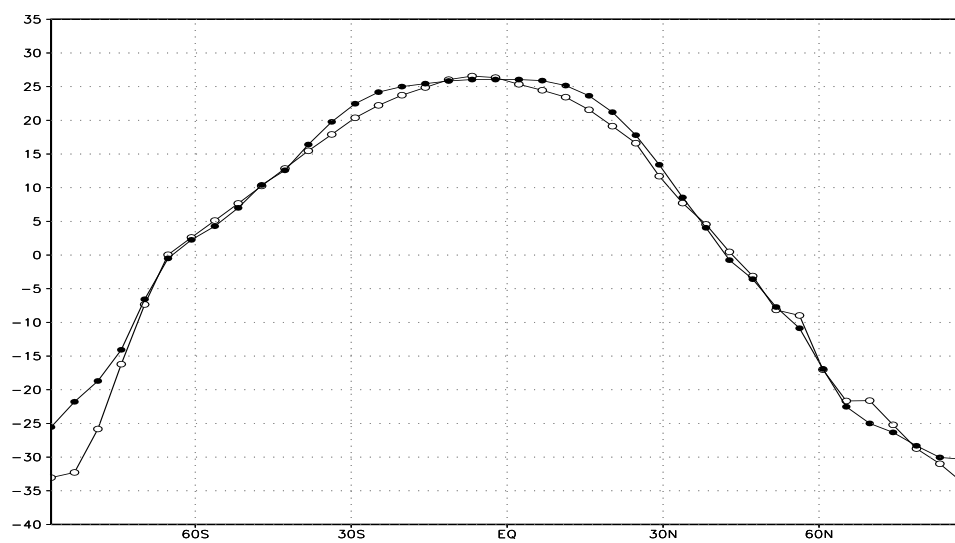


б

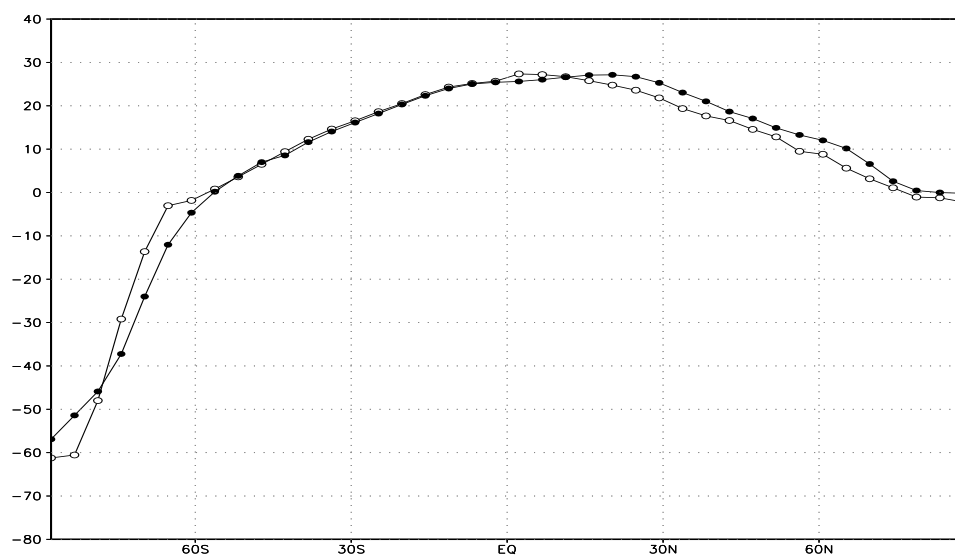


в

Рис. 3. Приповерхностная температура ($^{\circ}\text{C}$) в новой версии КМ ИФА РАН (а – среднегодовая, б – январская, в – июльская)



а



б

Рис. 4а. Приповерхностная температура ($^{\circ}\text{C}$) в новой версии
 КМ ИФА РАН (белые кружки) и по эмпирическим данным
 (черные кружки):
 а – январская, б – июльская

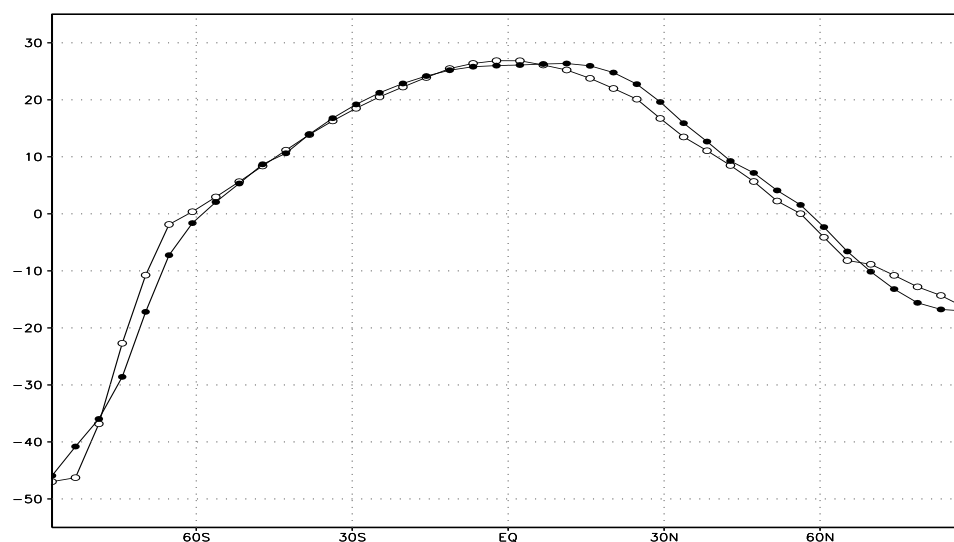


Рис. 4б. среднегодовая Приповерхностная температура (°C)
в новой версии КМ ИФА РАН (белые кружки)
и по эмпирическим данным (черные кружки)

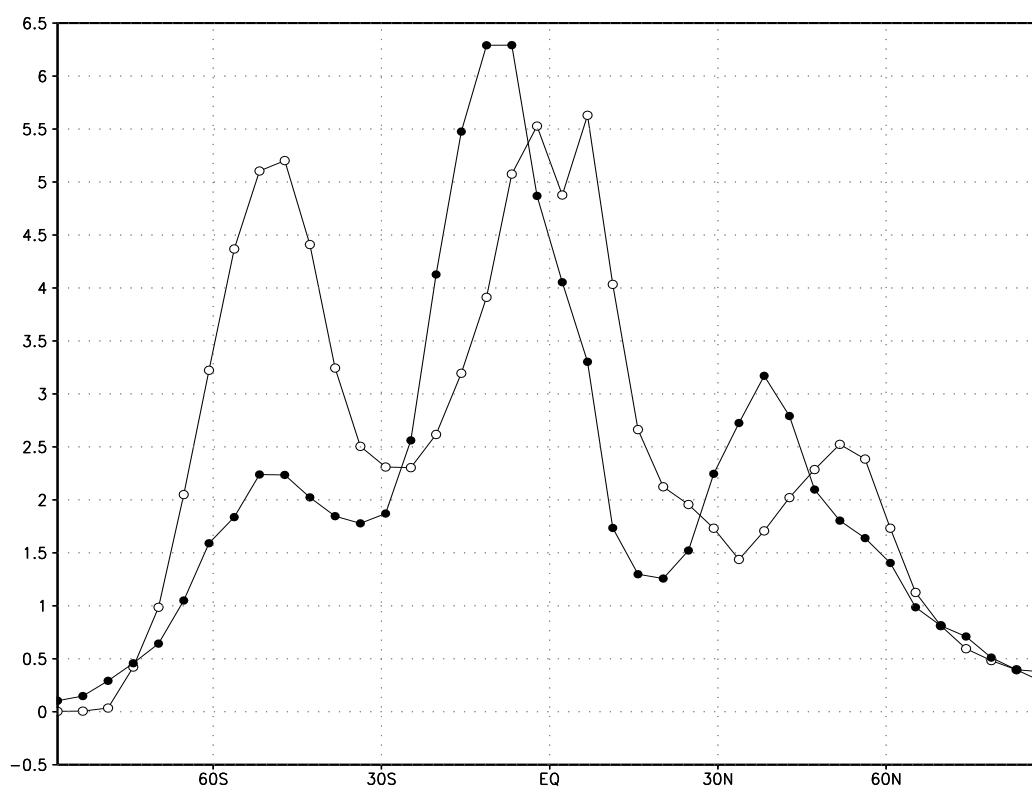
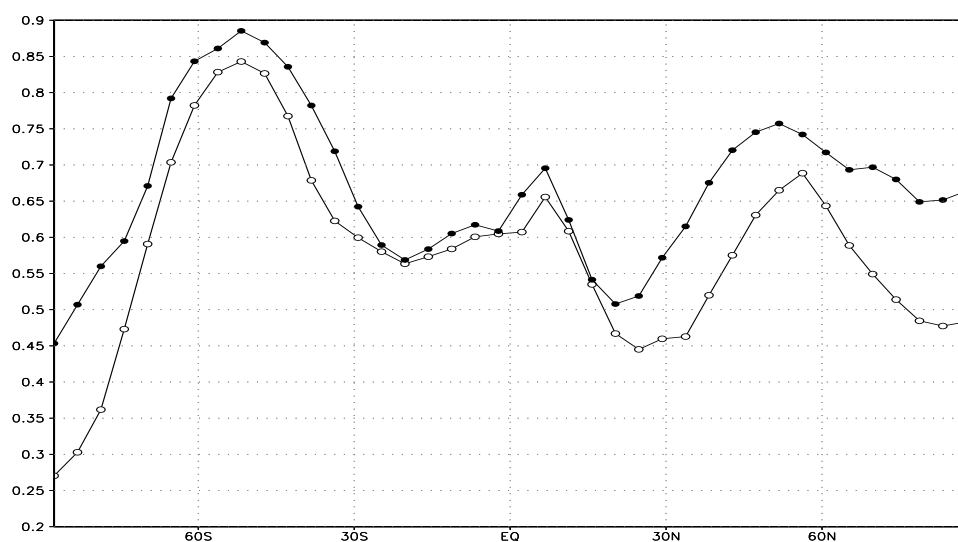
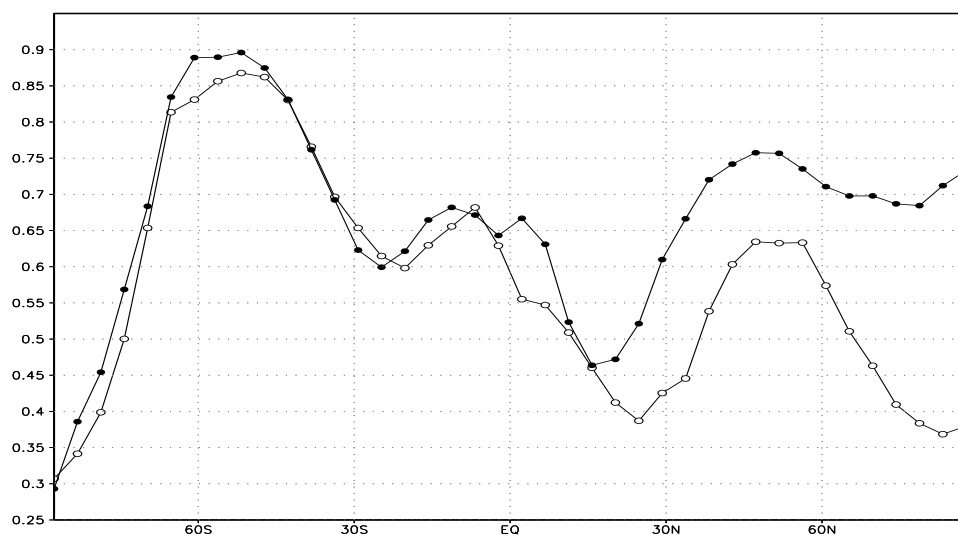


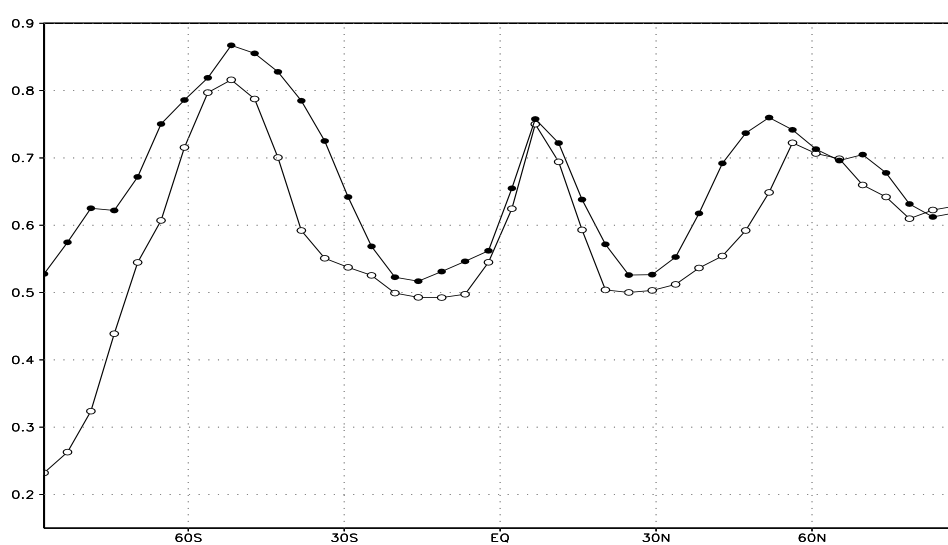
Рис. 5. Зонально-осредненные среднегодовые осадки в мм/сутки
при годовом осреднении в новой версии КМ ИФА РАН
(белые кружки) и по эмпирическим данным (черные кружки)



а



б



в

Рис. 6. Общая облачность в новой версии КМ ИФА РАН (белые кружки) и по данным ISCCP (черные кружки) (а – среднегодовая, б – в декабре–феврале, в – в июне–августе)

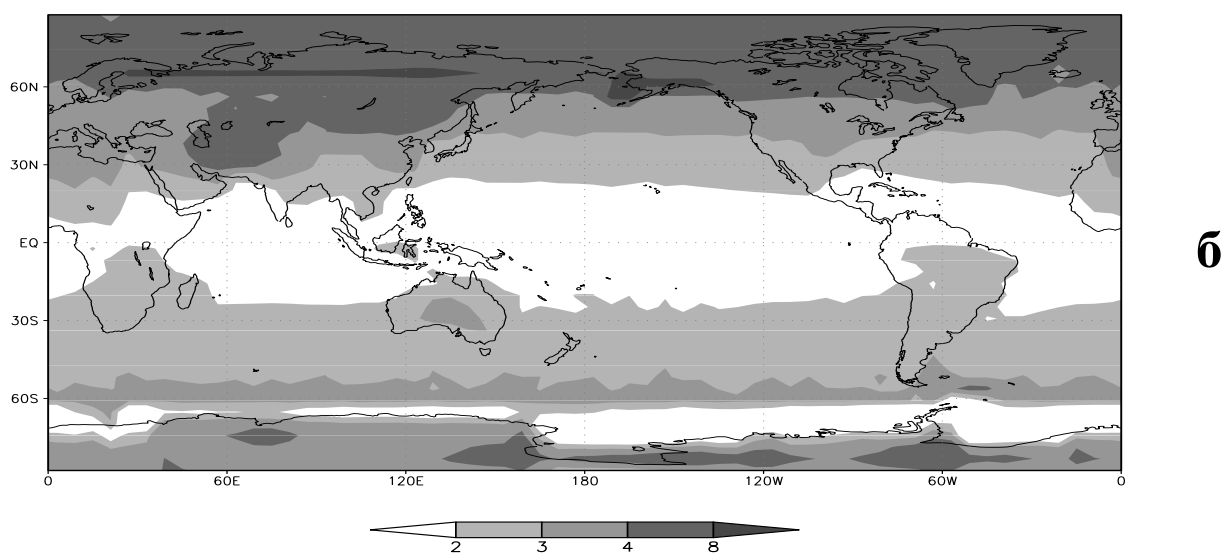
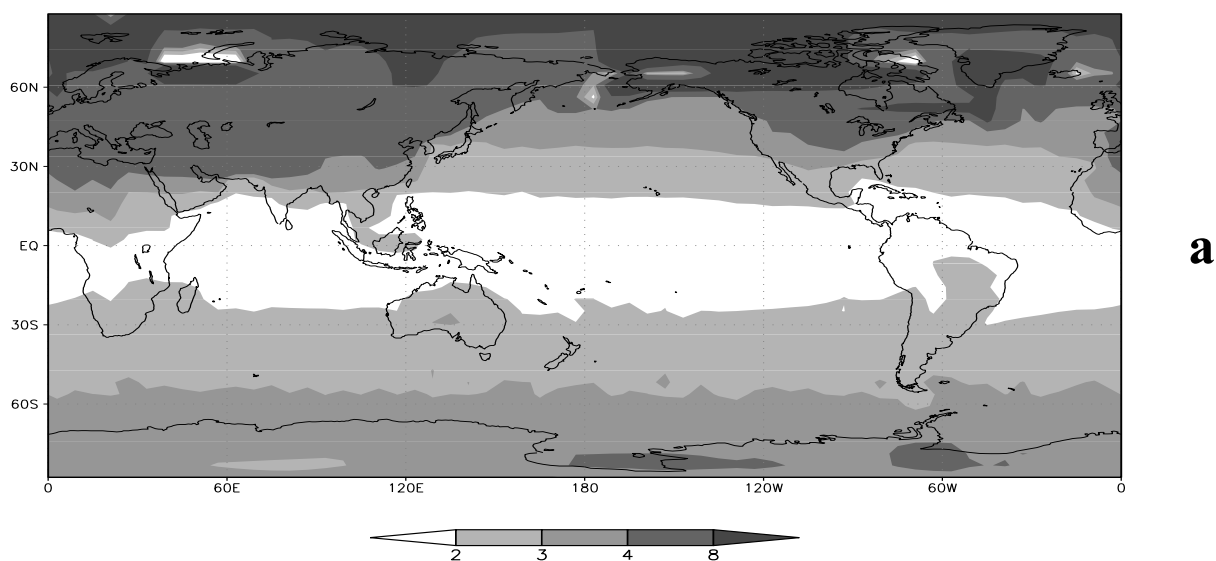


Рис. 7а. Изменение приповерхностной температуры при удвоении содержания CO_2 в атмосфере ($^{\circ}\text{C}$) в новой версии КМ ИФА РАН (а – январское, б – июльское)

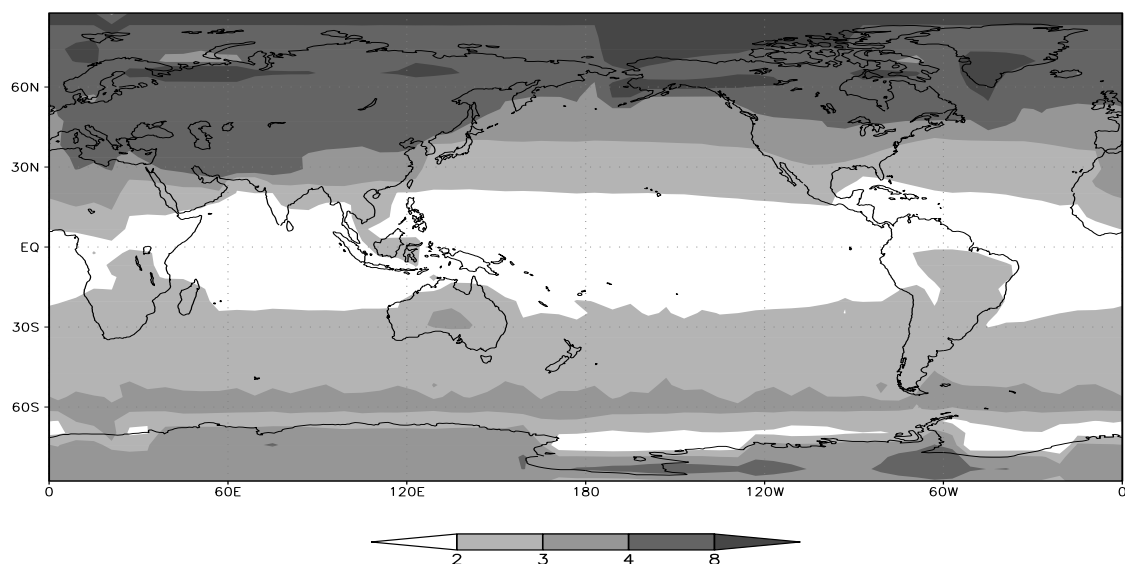


Рис. 7б. Среднегодовое изменение приповерхностной температуры при удвоении содержания CO_2 в атмосфере ($^{\circ}\text{C}$) в новой версии КМ ИФА РАН

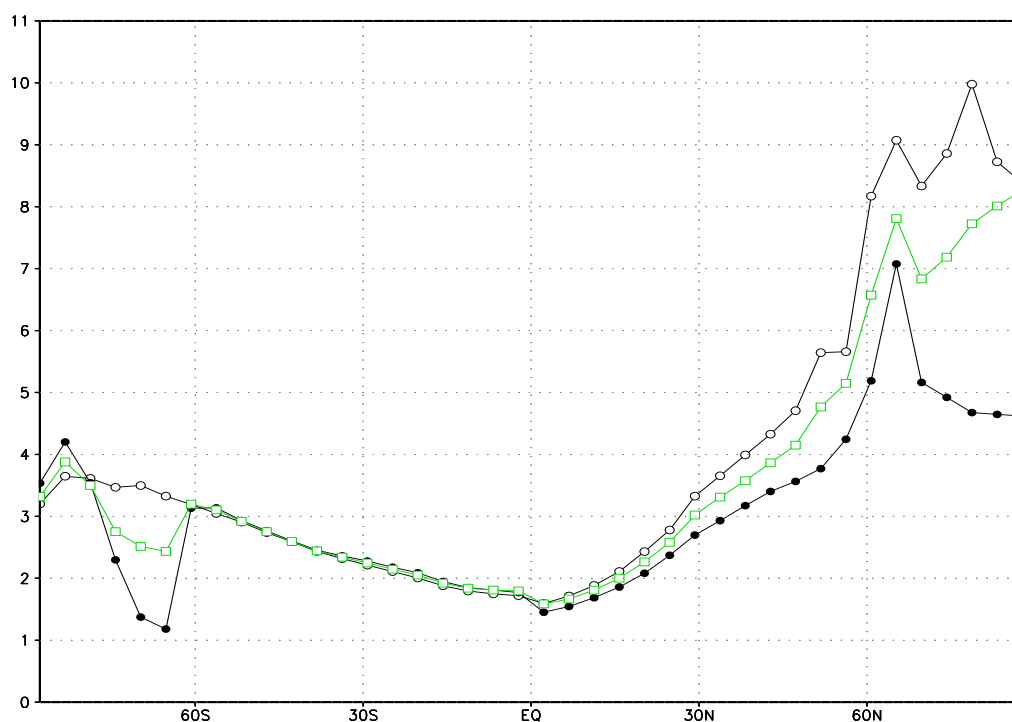


Рис. 8. Зонально-осредненное изменение приповерхностной температуры при удвоении содержания CO_2 в атмосфере ($^{\circ}\text{C}$) в новой версии КМ ИФА РАН для января (белые кружки), июля (черные кружки) и среднегодовое (квадратики)

Переведенцев Юрий Петрович

ТЕОРИЯ КЛИМАТА

Учебное пособие
2-е издание, переработанное и дополненное

Редактор ***Р.З. Шарафутдинова***
Компьютерная верстка ***М.В. Улезко***

Дизайн обложки ***Н.С. Корсаковой***

Подписано в печать 30.12.2009 г.
Бумага офсетная. Печать ризографическая.
Формат 60х84 1/16. Гарнитура «Таймс». Усл.печ.л. 29,03
Уч-изд.л. 28,2 Тираж 1000 экз. Заказ № 10/7

Казанский государственный университет

420008, г. Казань, ул. Профессора Нухина, 1/37
тел. 231-53-59, 292-65-60

ISBN 978-5-98180-759-6



9 785981 807596 >